



TITLE:

岩盤の透水性分布把握に関する物理探査技術の適用性研究(
Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

吉村, 公孝

CITATION:

吉村, 公孝. 岩盤の透水性分布把握に関する物理探査技術の適用性研究.
京都大学, 2008, 博士(工学)

ISSUE DATE:

2008-03-24

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.k13802>

RIGHT:

岩盤の透水性分布把握に関する
物理探査技術の適用性研究

平成 20 年 3 月

吉 村 公 孝

目 次

1. 序論	1
1.1 論文の構成	1
1.2 研究の動機	2
1.2.1 核燃料サイクルと放射性廃棄物地層処分	2
1.2.2 施設の安全評価に係る岩盤評価	8
1.2.3 放射性廃棄物地層処分への物理探査の関わり	11
1.3 研究の手順	17
1.3.1 研究の目的	17
1.3.2 研究の手順	17
1.4 物理探査および原位置透水試験の概要	18
1.4.1 弾性波トモグラフィ	19
1.4.2 電磁法	22
1.4.3 透水試験	23
2. 透水場構築の現状と課題	26
2.1 透水場構築技術	26
2.2 透水場推定方法の比較	26
2.2.1 水理地質学的な推定方法	26
2.2.2 ボーリング位置で得られる点の情報の補間	27
2.2.3 複数のボーリング孔間で水理的手法を用いる方法	31
2.2.4 物理探査と岩石物理学的解釈による方法	33
2.3 透水場構築の課題整理	36
3. 弾性波の分散現象に関する基礎理論	38
3.1 Biot 理論	38
3.2 BISQ 理論	44

4. 室内実験および数値解析による速度分散現象の把握	53
4.1 室内実験の目的	53
4.2 室内試験準備	53
4.2.1 岩石サンプルの種類	53
4.2.2 稲田花崗岩の熱処理方法	54
4.3 物性値に関する試験	57
4.3.1 試験方法	57
4.3.2 試験結果	60
4.4 透水試験	62
4.4.1 試験方法	62
4.4.2 試験結果	63
4.5 異なる周波数による弾性波速度測定	65
4.5.1 測定方法	65
4.5.2 弾性波速度測定の結果	67
4.6 弾性波速度の周波数依存性	68
4.6.1 測定系の確認	68
4.6.2 堆積岩の場合	69
4.6.3 結晶質岩の場合	70
4.7 感度分析	71
4.7.1 Biot 理論の感度分析	72
4.7.2 BISQ 理論の感度分析	74
4.8 Biot 理論へのフィッティング	77
4.8.1 堆積岩の場合	78
4.8.2 結晶質岩の場合	79
4.8.3 Biot 理論へのフィッティング結果の検討	80
4.9 BISQ 理論へのフィッティング	82
4.9.1 パラメータ L について	82
4.9.2 結晶質岩の場合	83
4.9.3 堆積岩の場合	89
4.9.4 BISQ 理論へのフィッティング結果の検討	91

4.10 Biot 理論, BISQ 理論の適用性評価	92
4.10.1 Biot 理論	92
4.10.2 BISQ 理論	97
4.11 室内実験のまとめ	106
4.12 数値実験による透水場構築手法の検討	107
4.12.1 概要	107
4.12.2 数値実験 1	109
4.12.3 数値実験 2	119
4.12.4 透水場構築方法の評価	128
4.13 弾性波速度差を用いた手法の開発	128
5. 原位置試験	132
5.1 試験の目的と手順	132
5.2 結晶質岩を対象とした試験場の概要	134
5.2.1 試験場の概要	134
5.2.2 既存情報の整理	136
5.3 予備試験	140
5.3.1 計測配置	140
5.3.2 使用機器	141
5.3.3 計測ケース	142
5.3.4 予備試験の評価	145
5.4 本試験	146
5.4.1 測点配置	146
5.4.2 使用機器	146
5.4.3 弾性波トモグラフィのパラメータ試験	147
5.4.4 計測結果	149
5.4.5 透水試験の実施	152
5.4.6 透水トモグラムの構築	158
5.5 透水場構築手法の検証	165
5.5.1 既存の透水試験結果との対比	165

5.5.2	原位置透水試験	168
5.5.3	透水場構築手法の検証	175
5.5.4	本手法の評価	177
5.6	スケール拡大への適用	179
5.6.1	既存資料の整理	179
5.6.2	弾性波トモグラフィの計測	184
5.6.3	トモグラフィ解析	188
5.6.4	透水トモグラムの構築	192
5.7	長距離孔間における課題と対策	195
5.8	既存の震源装置の比較	195
5.8.1	インパルス型震源	196
5.8.2	連続波を発生させる震源	200
5.8.3	性能比較実験例	205
5.8.4	性能や適用性の比較	206
5.9	孔内震源の開発	207
5.9.1	開発方針と設計	207
5.9.2	小型震源	210
5.9.3	大型震源	215
5.10	堆積岩地域での実証試験	222
5.10.1	試験場の概要および地質構造	222
5.10.2	試験場の整備	225
5.10.3	孔内震源の波動伝播試験	234
5.10.4	弾性波トモグラフィ測定	239
5.10.5	透水場の構築	250
5.11	原位置試験のまとめ	254
6.	結論	255
6.1.	手法の評価	255
6.2.	発展的課題への適用性検討	257
6.2.1	確率論的アプローチ	258

6.2.2 水質評価へのアプローチ	269
6.3. 研究のまとめ	281
謝辞	283
参考文献	

1. 序論

1.1 論文の構成

本論文は、岩盤中の透水性を把握するために、異なる周波数を用いた孔間弾性波トモグラフィとボーリング孔内を利用した原位置透水試験の組み合わせにより、ボーリング孔間の空間的な透水係数分布を求める手法の開発に関する研究成果について記載したものである。

本論文の構成は、まず第1章で本研究に至る動機と目的を示し、放射性廃棄物の地層処分場の性能に直接関係する地下水流動特性の把握に関する現状での課題を示し、課題解決に向けた本研究成果の適用先について述べている。

第2章では現在広く知られている透水場構築手法について、現状認識と課題について示し、空間的な透水係数分布を推定する現状技術について触れるとともに、透水係数の推定手法について課題を抽出している。

第3章では、本研究の基本理論となる弾性波速度分散現象について、間隙水で満たされた岩盤中を伝わる弾性波の挙動に関する2つの異なる原理を示し、岩盤中の透水係数の違いと弾性波速度分散の関係による本研究の背景となる理論的裏付けを示す。

第4章では、前章で示した基本原理に基づいた、岩盤中の透水性と弾性波の速度分散を確認するために、岩石サンプルを用いて、水で飽和させた岩石で周波数毎の弾性波速度を計測し、間隙率および透水係数の違いによって、弾性波速度分散が生じることを室内試験レベルで示している。さらに、本章では、原位置において、平行な2本のボーリング孔を用いて、弾性波の速度分散現象を利用した透水場構築方法を提案し、数値実験により、手法の成立性を示している。この手法によって、異なる周波数による弾性波速度差とボーリング孔沿い透水係数値を用いて、両者の相関から、空間的な透水係数分布に変換する手法を提案している。

第5章では、花崗岩を対象に、原位置のボーリング孔を利用して、前章で提案した透水係数分布の構築手法を適用し、実際に異なる周波数による弾性波トモグラフィと原位置透水試験との組み合わせによって、ボーリング孔間の空間的な透水係数分布を求めた原位置試験結果を示す。さらに、本手法による透水係数分布構造を検証するために、新たなボーリングと透水試験を実施してトモグラフィから求めた空間的な透水係数値と透水試験の値とを比較することで、本研究の手法の確証を示している。さらに、花崗岩地域において、スケールを拡大した原位置において本手法を適用して、空間的な透水係数分布を求め、既存データと整合性を示している。そして、この手法を、広域の地質環境調査に適用するために、高エネルギーの孔内震源装置を製作するとともに、平行した複数のボーリング孔を利用して、堆積岩地域において、本手法に

よる空間的な透水場構築の原位置試験結果を示している。

第6章では、本研究の結論として、弾性波速度分散を利用した岩盤中の透水場構築手法の評価を行い、地質調査技術としての適性をまとめた。そして、本手法の発展的課題として、確率論的な手法による透水場構築の試みと、沿岸域の地下水変動に関する課題を挙げて、電磁波を用いた物理探査手法の組み合わせにより、塩分濃度が高い地下水が分布する場所での長期的な地下水変動予測への発展的な適用方法について提案する。最後に本研究のまとめを記した。

1.2 研究の動機

1.2.1 核燃料サイクルと放射性廃棄物地層処分

現在我が国では、水力、火力および原子力発電による電力供給の安定な確保を考慮しつつ、経済性を追求した最適な電源構成を考慮したベストミックスによる電力供給を行っている。1973年の第1次石油ショック頃にはエネルギー供給の77%を石油に依存していたがエネルギーの安定供給を図るため、石油に代わる代替エネルギーとして原子力や天然ガスの導入を促進してきた。その結果エネルギー供給の多様化が進み、2004年度には、原子力は沿うエネルギー供給の11%を占めるようになった。

2005年10月に閣議決定された原子力政策大綱では、2030年以後も総発電電力量の30~40%程度という現在の水準程度、あるいはそれ以上の供給割合を原子力発電が担うことが示されており、併せて、使用済み核燃料の再処理によってプルトニウムやウランを回収する「核燃料サイクル」を取り入れて、回収されるプルトニウム、ウラン等を有効利用することも示されている。

また、化石燃料の燃焼によって排出される二酸化炭素などの温室効果ガスの排出制限については、京都議定書に沿って、1990年に比べて6%削減する計画である。原子力発電では核分裂反応でエネルギーを出すので、原子力発電所から二酸化炭素は発生しない。このように、原子力発電はエネルギーの安定供給及び温室効果ガスの一つである二酸化炭素を排出しないこと、大気汚染や酸性雨の原因となる窒素酸化物、硫黄酸化物等を排出しないなど、環境負荷が少ないクリーンエネルギーであるといえる。

「核燃料サイクル」の過程で、使用済み燃料からウランおよびプルトニウムを回収する際に、再利用できない廃棄物が分離される。この廃棄物には高濃度で、半減期が長く長期わたり放射能を発生し続ける放射性物質が含まれており、高レベル放射性廃棄物と呼ばれている。

高レベル放射性廃棄物は、使用済み燃料を再処理工程で硝酸に溶解したのち有機溶媒によってウランとプルトニウムを抽出した後に残存する、核分裂生成物を主成分として、ネプツニウム(Np),

アメリシウム(Am)、キュリウム(Cm)等アクチニド¹を含んでいる。高レベル放射性廃液は、ガラス原料と一緒に、熔融され、固化体の容器であるステンレス製のキャニスターに封じ込められる。

わが国では高レベル放射性廃棄物は、ガラス固化体として、核分裂による発熱が徐々に低下するまで一定期間貯蔵した後に、安定で高い隔離性がある地質環境を有する地下深部に埋設処分する方法が選択されている。安定した地質環境にある深部の地層に、キャニスターに封じ込められたガラス固化体を、炭素鋼等のオーバーパックと呼ばれる容器に入れて、その周囲を透水性の極めて低い緩衝材(現在、ベントナイトなどの膨潤性の粘土鉱物を使用することが考えられている)で密閉して埋設するという地層の天然バリアと、人工バリアとの多重バリアで高レベル放射性廃棄物を封じ込める概念で埋設する計画となっている(図 1.2.1-1)。

使用済の核燃料の再処理過程以外で発生するその他の放射性廃棄物や、原子力発電所で発生する使用済み燃料以外の放射性廃棄物は、放射性物質の濃度が低く低レベル放射性廃棄物に分類される。表 1.2.1-1 放射性廃棄物の分類を示す。

高レベル放射性廃棄物の最終処分施設建設地(最終処分施設を建設する地点)は、「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律(以下、「最終処分法」と略記)」に基づき、概要調査地区の選定→精密調査地区の選定→最終処分施設建設地の選定の3段階の過程を経て選定される(図 1.2.1-2)。このうち概要調査地区は、応募区域およびその周辺の地域を対象として実施する文献調査の結果に基づき、これらの範囲の中から選定され、その後、概要調査地区の中から精密調査地区が選ばれ、さらに精密調査地区の中から最終処分施設建設地が選ばれるといった段階的な選定が行われた後、国による安全審査を経て、最終処分施設が建設されることになる。なお、「最終処分法」では、高レベル放射性廃棄物は地上から300m以深の安定した地層中に処分されることが示されている。

文献調査(概要調査地区選定のための調査)では、既存の文献によって概要調査地区選定上の考慮事項である、地震、噴火、隆起・浸食、第四紀の未固結堆積物、鉱物資源等に関する調査を実施するもので、2008年1月の段階では、まだ文献調査への応募の意思が示されていない。

概要調査(精密調査地区選定のための調査)は、3段階の選定過程のなかで、現地において、地上または海上からの調査を開始するものであり、数百m～千数百m程度のボーリングによる地下の岩石、地下水等に関する調査、地表で確認できる地層・岩石の分布、地質構造、活断層の分布等を調べる地表踏査、人工地震や電磁波等を利用して地下の状況を間接的に調査する物理探査

¹ アクチニド：原子番号89のアクチニウムから103のローレンシウムまでのアクチノイドのうちアクチニウムを除いたものをいう。ネプツニウム以降を超ウラン元素という人工元素で自然界にはほとんど存在しない。

等が実施される。この概要調査の結果に基づき、地層が安定していること、坑道の掘削に支障がないこと、地下水の水流等が地下施設に悪影響をおよぼすおそれが少ないと見込まれること等が確認され、これらを満足する概要調査地区の中から精密調査地区が選定される（原子力発電環境整備機構 2002）。

精密調査（最終処分施設建設地選定のための調査）では、地上からの詳細な調査に加えて、地下の調査施設での測定・試験が実施される。精密調査の結果に基づき、地層の物理的・化学的性質等が最終処分施設の設置に適していると見込まれること等が確認され、これらを満足する精密調査地区の中から最終処分施設建設地が選定される。

わが国における、地層処分の基本的考え方は、安全性を確保するという観点から、核燃料サイクル開発機構(1999, 以下 2000 年レポートと略記する)は、「安定な地層に、性能に余裕を持たせた人工バリアを含む多重バリアシステムを構築」することを示していて、この基本概念から、その手法として、以下の 3 つの作業により安全性が確保されると述べている。

- ① サイト選定：地層処分にとって適切な地質環境を選定すること
- ② 工学的対策：選定された地質環境に対して、人工バリアや処分施設を合理的に設計、施工すること
- ③ 安全評価：構築された地層処分システムの長期的な安全を評価すること

そのうち、サイト選定の条件として、「最終処分法」では、主に安定な地質環境確保の観点から、火山・火成活動、断層運動、隆起・浸食、天然資源の存在について適用除外としている。安定な地質環境を確保した上で、処分の対象となる地質には、処分場の建設、ガラス固化体を封入したオーバーパックが劣化した後の放射性物質拡散抑制（天然バリアとしての性能）に有利な地質環境が求められる。

表 1.2.1-1 わが国の放射性廃棄物の種類

放射性廃棄物の種類			廃棄物の形態	およその最大放射性物質濃度
高レベル放射性廃棄物			・再処理の過程で使用済燃料から分離される核分裂生成物やアクチノイド(原子番号 89 番以上の核種)を多く含む放射性廃棄物濃度の高い廃液 ・上記廃液をガラスと混ぜてステンレス製の容器に入れ、固化したもの(ガラス固化体)	・ α 核種 10^{14}Bq/t ・ $\beta \gamma$ 核種 10^{16}Bq/t
低レベル放射性廃棄物	原子力発電所から発生する廃棄物	放射能レベルの比較的高いもの	・原子力発電所で発生する放射性廃棄物で、使用済制御棒、施設の解体に伴って生じる炉内構造物等。	・ α 核種 10^{10}Bq/t ・ $\beta \gamma$ 核種 10^{15}Bq/t
		放射能レベルの比較的低いもの	・原子力発電所で発生する放射性廃棄物で、施設の運転に伴って発生する濃縮廃液、使用済樹脂等。	・ α 核種 10^9Bq/t ・ $\beta \gamma$ 核種 10^{13}Bq/t
		放射能レベルの極めて低いもの	・原子力発電所で発生する放射性廃棄物で、施設の解体・改造に伴って発生するコンクリート廃材や金属廃材等。	・ α 核種 10^7Bq/t ・ $\beta \gamma$ 核種 10^{10}Bq/t
	ウラン廃棄物		・ウラン燃料加工施設で発生するウランを含む放射性廃棄物	・ α 核種 10^{10}Bq/t
	超ウラン核種 (TRU) を含む放射性廃棄物		・再処理施設及び MOX 燃料加工施設から発生する超ウラン核種(TRU 核種)を含む放射性廃棄物であって、高レベル放射性廃棄物以外のもの	・ α 核種 10^{13}Bq/t ・ $\beta \gamma$ 核種 10^{15}Bq/t

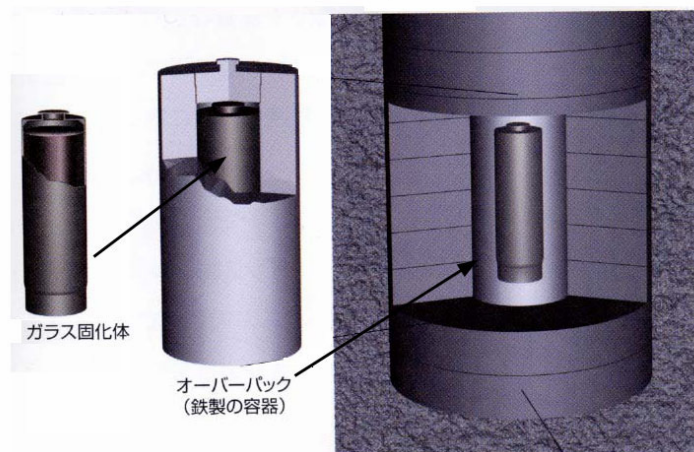
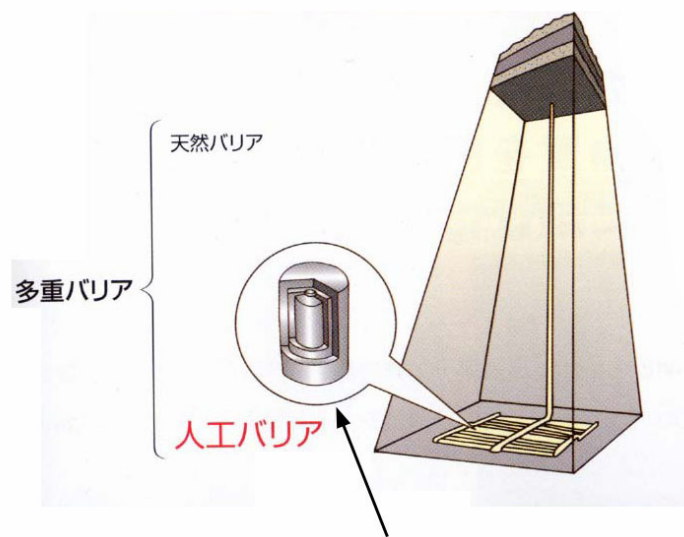
注) ・低レベル放射性廃棄物は上記の他に、医療機関や研究所等から発生するものがある

・1Bq は、放射性核種が崩壊する数が1秒につき1個であるときの量

・ α 核種 : α 線(原子核から放出されるヘリウム原子核)を放出する放射性核種。

・ $\beta \gamma$ 核種: β 線(原子核から放出される高速の電子), γ 線(原子核から α 線, β 線が出たあとに残ったエネルギーが電磁波の形で出てくるもの)又はそのいずれかを放出する放射性核種

(出典: 総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会第1回廃棄物安全小委員会資料3-1)



原子力発電環境整備機構 2003年3月
「地層処分その安全性」より引用加筆

図 1.2.1-1 多重バリアの概念

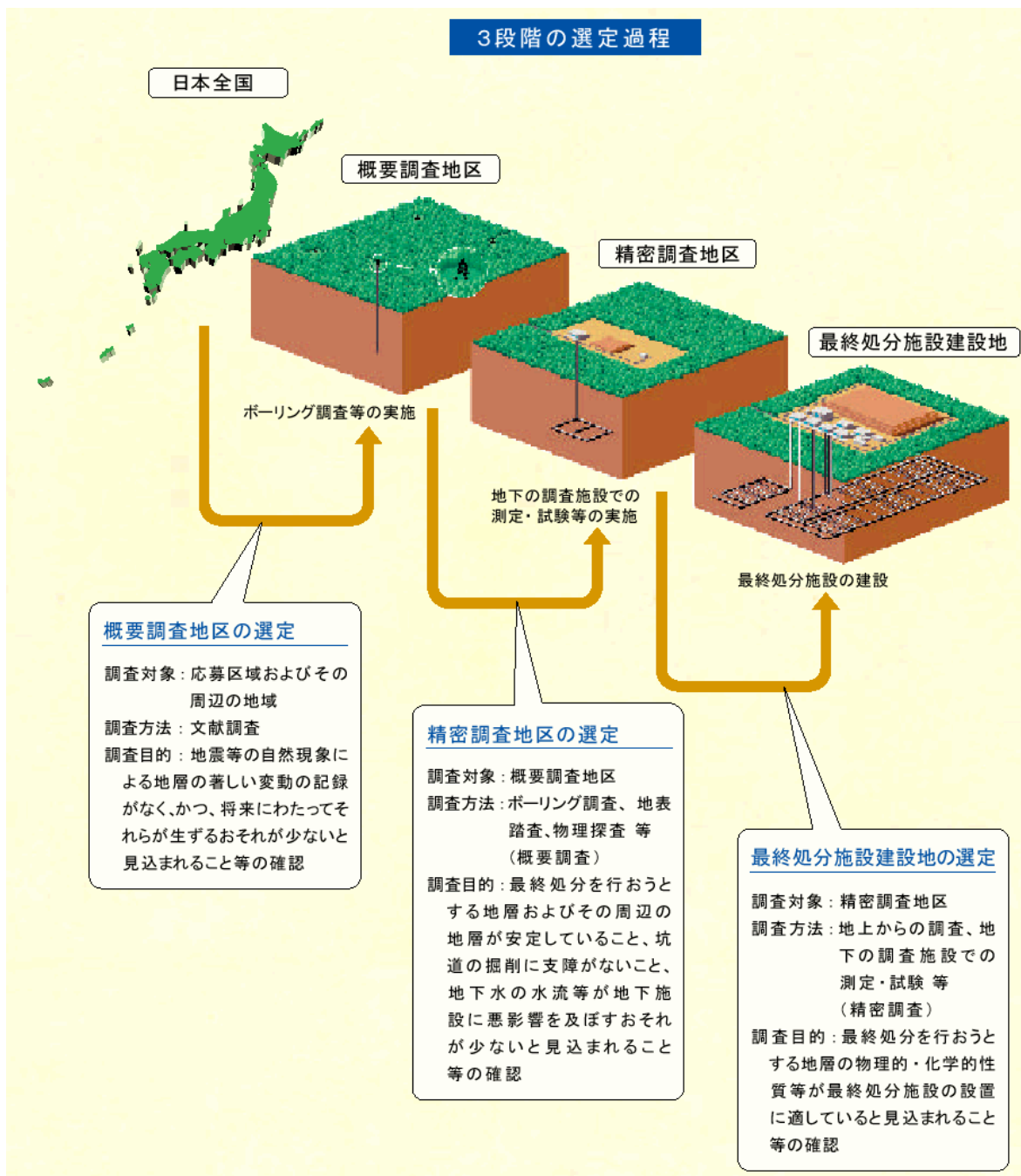


図 1.2.1-2 処分地選定の手順

出典：原子力発電環境整備機構：高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する

区域の公募関係資料－ 3

1.2.2 施設の安全評価に係る岩盤評価

一般的に地下深部は、地下水の動水勾配が緩やかになるほか、岩盤の透水性も地下深部では地圧が大きいため亀裂や間隙が狭くなるため水が動きにくいと考えられる。また、雨水などが地下深部に浸透する間に、岩石中の鉱物との反応や微生物の活動などにより酸素をほとんど含まない還元性の地下水となるため、オーバーパックやキャニスターなど金属を腐蝕させにくい化学的に安定な環境であると言える。また、人工バリアから地層中に溶出した放射性物質は岩石鉱物に吸着し、その移行は遅延される。最終処分場の安全性は人工バリアの機能と天然バリアの機能の相互機能により、放射性物質を長期にわたって閉じ込める多重バリアが働き、もしも放射性物質が漏出することがあっても、地表面に到達するまでの時間を著しく遅延させ、その間に核種の放射能が減衰し、人間の生活環境に影響が現れないという考え方になっている。

岩盤中における物質移動は、地下水を媒体として、岩盤内に存在する地質構造要素（断層、割れ目、粒子間間隙等）を通じて生じる。この内、たとえば断層は、移行経路となる地質構造要素の中で最も連続性がよく、破碎物質や粘土を充填し、規模の大小を問わず断層破碎帯を伴っている。破碎物質を充填した断層破碎帯では、岩石の細片化や網目状の微小割れ目が認められ、これらは透水性が高く、地下水や物質の移行経路となる。最終処分場の安全性を評価する上で、処分場近傍の断層は保守的な考え方をすれば、選択的な核種流出経路となりうるため、重要な評価対象である（図 1.2.2-1）。しかし一方で、断層粘土を伴う断層破碎帯は、透水性の低い粘土が割れ目に充填していることにより遮水帯となり、地下水や物質の移行経路として機能しない場合もある。このように断層を例に挙げた場合でも、その性状によって処分場の安全評価は大きく異なる。

花崗岩類のような結晶質岩や固結度の高い古期堆積岩等は、一般に間隙率が小さく岩石の構成が緻密である。このような岩石では、直線的で比較的連続性のよい割れ目が発達しているところがあり、このようなところでは、割れ目が互いにつながり、ネットワーク状の構造を構成することにより、地下水や物質の移行経路としての機能を果たすものと考えられている。また、このような移行経路となる割れ目では、核種の一部が岩石を構成する鉱物粒子表面や割れ目中の充填鉱物表面に収着する遅延機能が生じていることも知られている（2000 年レポート）。また、割れ目と粒子間間隙がつながることによって、割れ目面から岩石の基質（マトリックス）中へ物質が拡散する現象（マトリックス拡散）が生じる（図 1.2.2-2：左）。一方、新第三紀以降の堆積岩のような固結度の低い堆積岩においては、間隙率が 30～40%に及ぶ場合があり、構成鉱物の粒子境界を中心に間隙が形成され、それらが微細な網目状の構造を形成し、地下水や物質の主要な移行経路となる。このような移行経路となる粒子間間隙中では、核種の一部が鉱物粒子の表面に収着

する遅延機能が生じている（図 1.2.2-2：右）。

このように地下水によって、放射性核種が移行する場合を想定し、天然バリアとしての地層の核種移行特性を把握しようとする場合、処分対象地層を通過する地下水流量を決めるものが重要であると言える。2000 年レポートにおける天然バリアの核種移行パラメータとそれらの数値を表 1.2.2-1 のように示している。このうち、水理に関するパラメータとして、室内試験や原位置試験によって得られた結果から用いられたものは、透水量係数、動水勾配および実効拡散係数であり、このうち透水量係数を求める際に必要な透水係数および亀裂開口幅は岩盤の透水構造に直接関係する重要なパラメータである。ただし、2000 年レポートでは、開口幅は透水量係数から経験式によって算出している。

以上のように、処分対象地層を通過する地下水流量を知るには、「対象地層の透水係数」が大きく関わっており、処分場周辺の岩盤の透水性を把握し、処分場の安全評価を行うには、透水係数の空間分布を把握することが必要となる。また処分場となる区域の下流域に、断層のように処分場と生物圏をつなぐ最も流速の速い経路（クリティカルパス）が存在する場合には、それに沿った核種移行距離と地下水流速とを知ることが重要となる。そのため「処分場候補地周辺の水理地質構造中の各領域（岩体、断層・破碎帯等）の透水係数空間分布」を知ることが重要となる。

表 1.2.2-1 2000 年レポート(第 3 分冊)における天然バリアの核種移行パラメータ

	天然バリアの核種移行 パラメータ		対象部位と設定パラメータ値	
			母岩	下流側断層
I.前提	岩種		花崗岩（結晶質岩）	
	地下水流向流速		上流／下流共に 1 方向	
	移行距離（m）		100	800
II.水理	開口幅 *1	透水量係数 T (m ² /s)	中心値 10 ⁻⁹ (10 ⁻¹³ ～10 ⁻⁷)	10 ⁻⁷
	流速 *2	動水勾配 i	0.01	
		開口幅 2b(m)	2E-5 (3E-8～3E-3)	6E-4
	巨視的(縦方向)分散長(m)		10（縦方向分散長）	
	マトリクス拡散深さ(m)		0.1	
	マトリクス拡散寄与面積率(%)		50	
	有効間隙率（%）		2	
	乾燥密度（Mg/m ³ ）		2.64	
	実効拡散係数（m ² /s）		3×10 ⁻¹²	

*1. 開口幅（2b）は、経験則 $2b = c \cdot \sqrt{T}$ （なお、 $c=2$, $\min.0.1$, $\max.10$ ）で、透水量係数（T）から算出

*2. 流速 v [m/s]は、動水勾配 i (=0.01), 透水量係数 T [m²/s]および開口幅 $2b$ [m]より $v = (T \times i) / 2b$ で算出

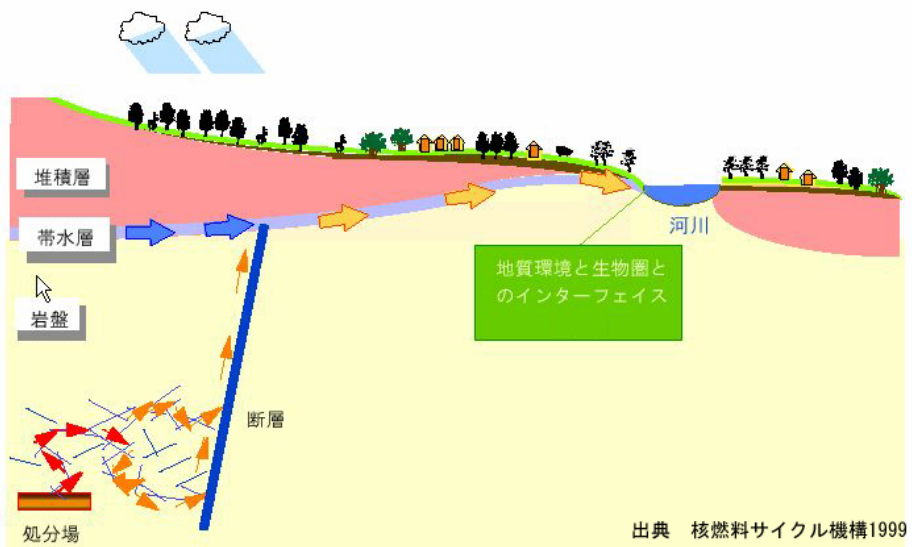


図 1.2.2-1 基本シナリオの概念（河川を通しての核種摂取のケース）。

出典：核燃料サイクル開発機構（1999）

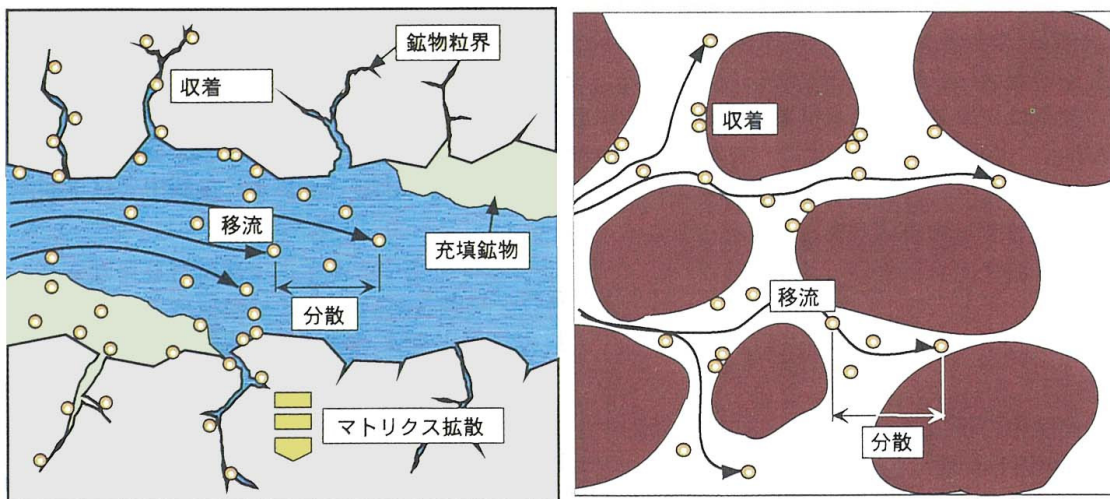


図 1.2.2-2 核種移行プロセス概念図（左：亀裂中，右：粒子間隙中）

出典：核燃料サイクル開発機構， JNC TN1400 99-023 平成 11 年 11 月を編集

1.2.3 放射性廃棄物地層処分への物理探査の関わり

高レベル放射性廃棄物の最終処分場選定作業の中で、処分場の候補地となりうる地域の地質環境は多くの調査技術や手法を駆使して評価される。「最終処分法」には具体的に「地表踏査」、「物理探査」、「トレンチ掘削」を使用して概要調査を行うことが記載されており、地質環境調査で物理探査が寄与する部分は大きい。物理探査は空中、海上、地表、地中等において地下からの物理的情報を得てその起因となる情報を解析して可視化する技術であり、そのほとんどが非破壊で実施される。また、物理探査は地上からの調査で、地下深部や沿岸海底下に存在する断層や広域の地質構造を把握する技術として期待されるほか、地表調査、ボーリング調査、トレンチ調査や地下水調査等の技術と合理的に組み合わせて使用することで、地下深部の地下水分布性状を信頼性高く把握する技術として期待されている。そして、多様な地形、地質環境、スケールに対応可能な地質調査技術であること、限定的な調査量で広範をカバーできる調査技術であることなど、最終処分場の地点選定の各段階において応えることができる技術であるといえる。Yoshimura et.al(2003)および吉村・安藤(2004)は、地層処分場の選定段階のうち、概要調査における重要な調査項目と物理探査を含めた各種調査技術との連関を示し、図 1.2.3-1 のように、データフローダイアグラムとして、処分場周辺の長期地質安定性、処分場の性能評価ならびに処分場の設計技術に反映できる地上からの具体的な地質技術の反映先を示している。そして、データフローダイアグラムをパーソナルコンピュータに実装し IT ツールとして整備するとともに、既存の地質調査データを用いて地上からの調査によって、水理地質モデルが構築される手順とデータと関連を示すことで、地質調査の透明性や追跡性を担保しつつ、地上からの調査と地下水流動特性など重要な調査要件と物理探査などの調査技術との連関を示している（安藤ほか(2003)、Yoshimura et.al(2006)、吉村ほか(2007)）。また、吉村ほか(2002a)では、地層処分事業における地質環境調査を図 1.2.3-2 で示すように、4つの調査スケールで区分し、物理探査技術の適用面から、概略構造推定とそれぞれ地質構造、岩盤の力学特性ならびに地下水流動特性の把握を処分場の性能評価に重要な調査項目として設定している。

このように地上からの調査技術として物理探査は、長期地質安定性に関する地質構造探査や処分場の施設設計に関する力学的情報取得のみならず、処分場の性能評価に関連する地下水流動特性への寄与が示されており、非破壊で広域を効率的に調査できる長所を生かした新しい水理場構築技術が期待されている。

これまでの地質調査では地下資源や断層など、調査の目的とする地下の対象物（ここではアノマリーと呼称）を評価するために、広範囲な概査から始まり、徐々に場所を絞り込む精査へと進

むことが多かった。この場合、施工されるボーリング孔の間隔は、調査の進展に伴い、徐々に狭まり、最終的に目的とするアノマリーを発見する手順を取る。しかし、結果的に地層に多くの穴を開けてしまうことになる。地層処分の安全性を考えた場合、最終処分場からの放射性物質が地下水中に溶解して岩盤中の亀裂や間隙を通じて生物圏に流出することを考慮すると、これらの穴は処分場からの核種漏洩に対し選択的優先径路となりうるためあまり好ましいものではない。一方で放射性物質を含んだ地下水のショートパスとなりうるボーリング孔を閉塞する技術検討が進められている（池田ほか 2007）が、ここでは、多様な地形、地質環境、スケールに対応可能で、かつ限定的な調査量で広範をカバーできる物理探査の特徴を最大限に利用して、できるだけ少ないボーリングを効果的に施工し、最終処分場周辺の地質環境の健全性を保ちながら調査が進められるためにも、非破壊で広域調査が可能な物理探査の適用性拡大を念頭に研究を進めることとした。

物理探査には、空中から実施するもの、地上や水上から実施するものそして、ボーリング孔やトンネルなどの地下施設から実施するものなど様々な手法、技術が存在する。地点選定の初期段階ではいわゆる「概査」が行われ、空中や水上からの広範囲な物理探査が行われる。この段階で得られる地下環境情報は、大規模な不連続構造や変形に伴うアノマリー得られるが、不確実性が大きく情報の信頼性は低い。情報の信頼性を高めるために、次段階以降で様々な調査技術が投入され、さらにスケールが狭まり、情報量が増大するとともに、これらの相互解釈により情報の信頼性も徐々に高まっていく。吉村ほか(2002b, 2003a), 大久保ほか(2004), Okubo et.al.(2004) などでは、このように段階的な調査に基づいて、物理探査など地上からの調査によって地質環境調査が進むにつれて、断層などの地下のアノマリー把握に関する不確実性の変化を評価する研究成果を示している。

物理探査は、試錐孔や試験坑道において対象物を直接測定する手法に比べると、対象物の解像度や分解能が劣る。たとえば弾性波を例に挙げると、アノマリーと認識できる対象の大きさは波長に関連していて、解像度や分解能を向上させるには短い波長の弾性波を使用する必要がある。さらに弾性波から得られる物理情報は力学的なものに限定されることから、水理地質に関連した情報を弾性波から得ようとする場合、なんらかの解釈が伴うため水理情報への相関性が低い。しかし一方で水理試験やボーリング調査に比べて、調査可能な空間的な範囲は桁違いに大きいため、調査の効率、空間的なアノマリー把握には優れた手法である。例えば、ボーリング孔間が広い場合、孔間水理試験による水理場の評価を行おうとすれば、長大な計測時間を必要とする場合が想定されるが、物理探査によって水理場評価ができれば、計測時間を大幅に短縮することも可能で

ある。このように、水理地質環境を把握する中で物理探査は、透水係数等の地質特性の空間的分布を把握する役割を持つと考えられる。すなわち長所である調査範囲の大きさを損なわずに、地下水流動特性に感度が高い地質情報と関連づけられる物理情報を得ることがこれまでの技術的課題として考えられる。

これまでは、岩盤の透水係数を把握するために、物理探査の測定結果のみから透水係数分布を特定することができないので、ボーリング孔を利用した透水試験等の結果を基に物理探査を補完的に組み合わせることが行われてきた。このような地質構造の解釈を介して透水係数分布を推定する方法を用いると、物理探査の結果は、主として岩体の広がり、層序、断層・破碎帯といった地下水流動に影響を与える主要な地質構造を把握することに用いられる。このとき物理探査から水理地質構造解釈に寄与できる部分は、弾性波を用いたものでは、弾性波速度、密度、間隙率等、電気的な手法では比抵抗分布など、限られたものであり、各地質区分あるいは領域の透水係数は、ボーリング孔で行われる透水試験結果が用いられる。その後水理地質構造解釈に基づいた透水係数を種々の内・外挿手法を適用して空間に分布させる作業が行われ、さまざまな対比、解釈を経た後に、対象地域の透水係数の空間分布が得られる。

これに対し、物理探査の結果を透水係数に変換して空間分布を推定する方法によれば、天然バリアを構成する岩石の構成粒子レベルを対象にして、水と岩盤中の間隙により生じる相互作用や、構成粒子の粒度の違い、固結度などに着目し、物理探査の結果から透水係数に変換する方法が考えられている。これは前述したステップバイステップの方式に比べて、より直接的であるが、波動の減衰特性の違いの解明や理論の適合性について、まだ研究段階である。このような手法が確立されると、解釈・解析のように多くの手順と段階を経たものよりも物理探査の適用性は高まるものと考えられる。

地層処分場の性能評価に関わる地下水流動特性は、沿岸域のように水質が異なる地下水が分布する地域では更に複雑となる。水理地質構造については、岩盤や断層の透水性について、高透水のみならず、低透水である場合の影響、特に塩淡水境界を含む地下水理場のへの影響についても考慮しておく必要がある（吉村ほか 2004a）。一般に、降水を起源とする淡水系地下水と海水を起源とする塩水系地下水は、海岸付近で図 1.2.3-3 に示すように塩淡水境界を構成していると考えられている。この場合の塩淡水境界の形状は、ガイベン・ヘルツブルグの関係式に代表されるように、海面からの地下水位が高いほど、塩淡水境界面が深くなるとしている（2000 年レポート）。さらに沿岸域では数万年単位の海水準変動により、その領域が変遷して複雑な挙動を示す。また塩水環境や海底下といった沿岸域特有の状況が人工バリア、地層処分場の施設設計や建設・操業等に影響

を与える可能性がある（兵藤ほか 2007）と考えられる。吉村ほか(2007)は、海水準変動による処分場周辺の地下水環境の変遷に、動水勾配に影響を及ぼす地形特性と、岩盤の透水性の影響に加えて、海底地形勾配と隆起速度による影響を考慮して、長期的な塩淡水境界の変遷シナリオを5パターンに分類している。このように、沿岸域においては地下水流動特性に加えて、塩淡水境界などの水質の変化に関する情報を得ることは、処分場の長期的評価に必要であると言える。

塩分濃度の異なる地下水に対して、物理探査を適用した事例は豊富にあり、特に電気や電磁波を用いた手法は、広く適用されている（たとえば、物理探査学会 1998）。

上記のように、物理探査により、透水係数の空間分布に加えて、水質分布を求めることにより、処分場周辺の岩盤の現状を把握し、地下水シナリオによって核種移行の性能評価に反映するだけでなく、将来の海水準変動に伴う長期的な評価においても、物理探査の適用性は高まるものと考えられる。

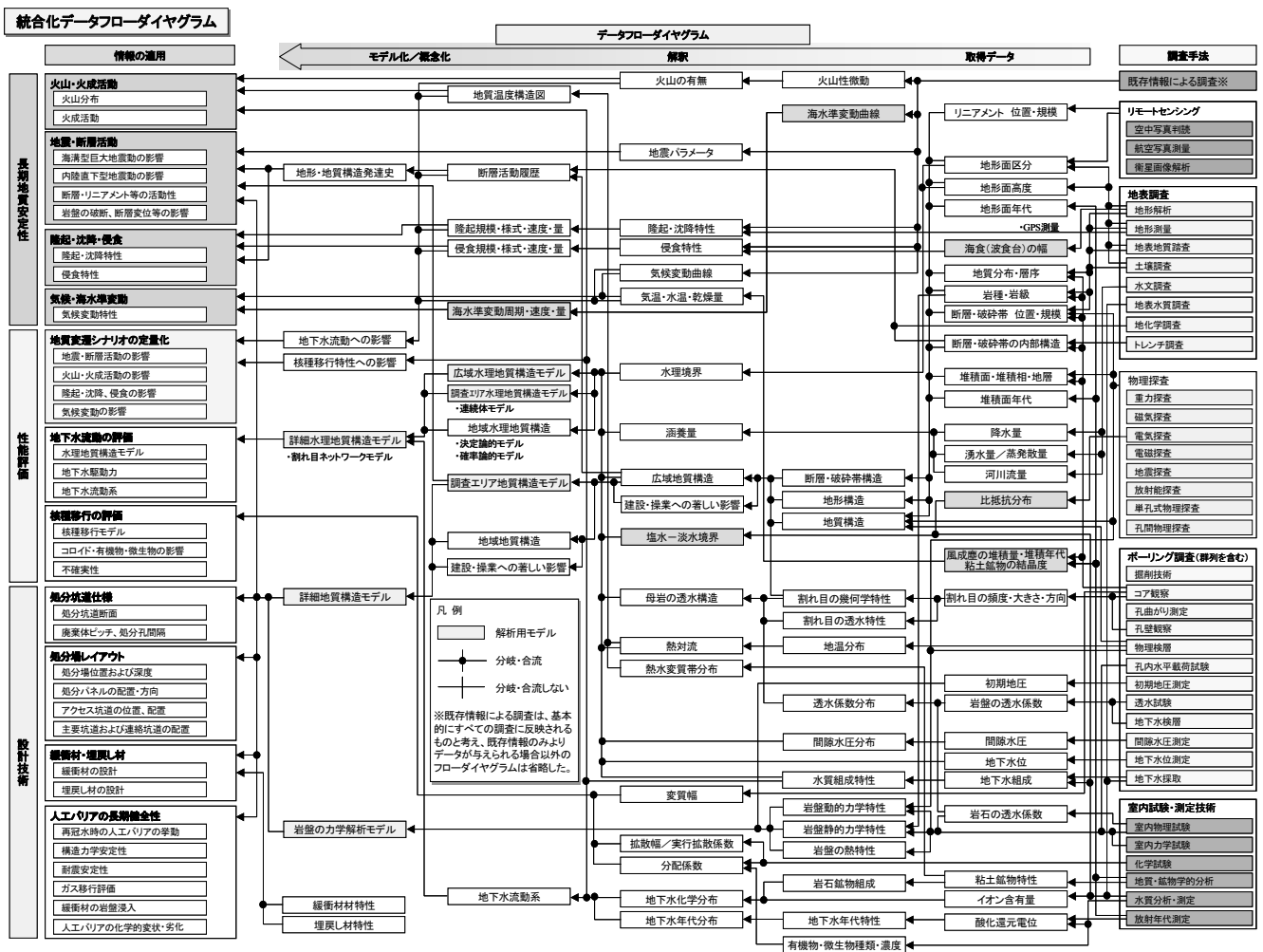


図 1.2.3-1 地上からの地質環境調査における調査対象と調査技術との

データフローダイアグラム

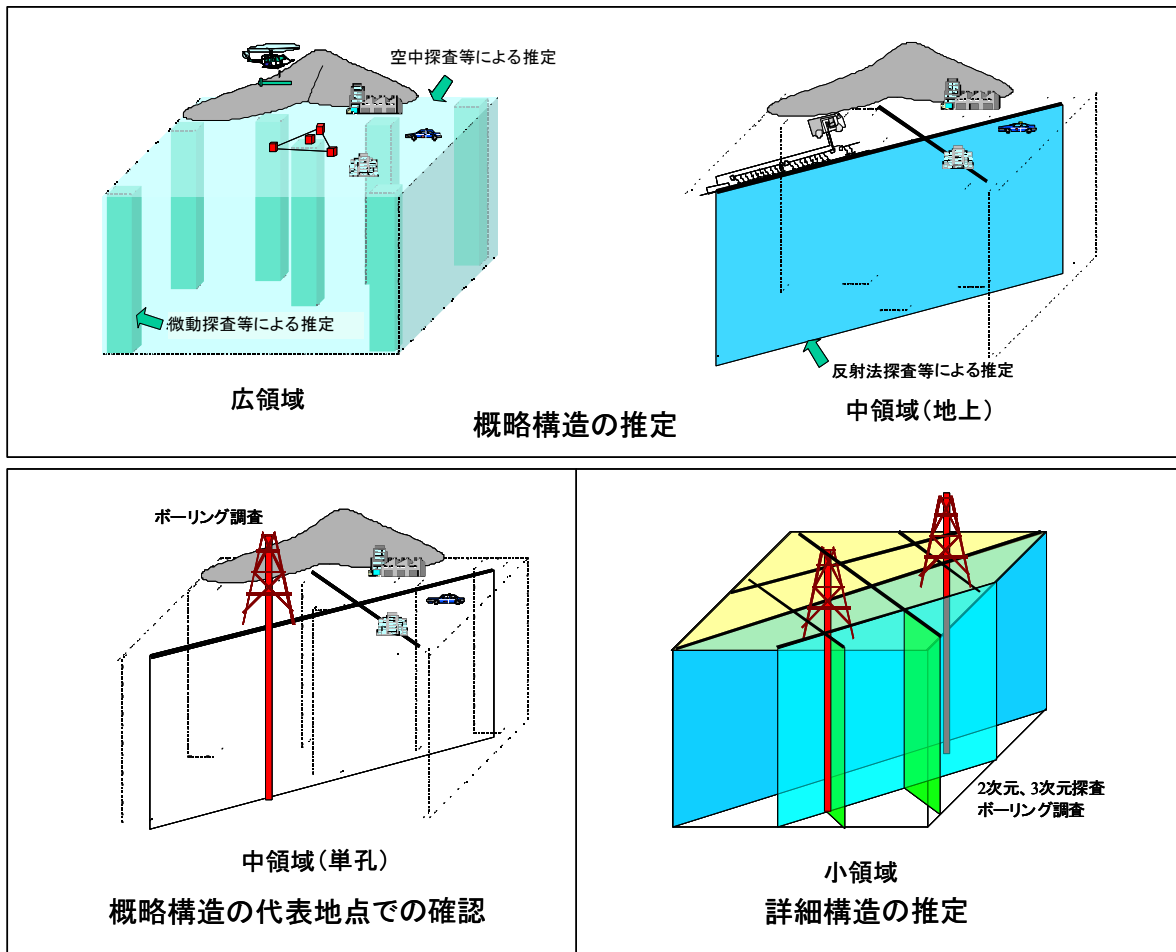
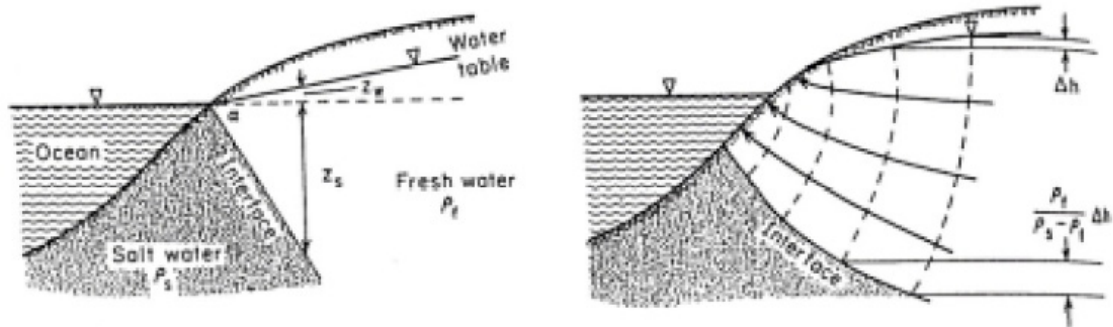
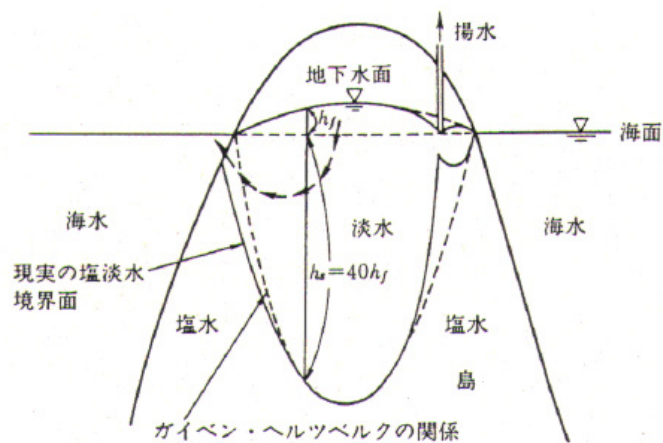


図 1.2.3-2 地上からの調査対象領域と調査の目的



ガイベン－ヘルツベルグの法則

Freeze, R. A. and Cherry, J. A.(1979) : Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliff, p.604.



$$h_s = \rho_f / (\rho_s - \rho_f) h_f$$

h_s : 海水面から淡水部と塩水部との境界面までの深さ

h_f : 海水面から地下水面までの高さ

ρ_f : 淡水の密度

ρ_s : 塩水の密度

(仮に $\rho_f=1.0$, $\rho_s=1.025$ とすると, $h_s = 40 h_f$)

図 1.2.3-3 海水と淡水におけるガイベン・ヘルツブルグの関係 (核燃料サイクル開発機構 1999 より引用)

1.3 研究の手順

1.3.1 研究の目的

これまでに述べたように、放射性廃棄物の地層処分では岩盤中の地下水流動に関する情報を得ることが重要である。本研究では物理探査の広域性を利用するとともに、ボーリング孔内で実施する水理試験、物理検層、坑壁観察などのデータを有効活用し、できるだけ直接的に岩盤中の地下水流動評価に関する情報が得られる手法の提案を目的とする。具体的には、Biot(1956a,b)や Dvorkin & Nur(1993)によって示された、間隙が水で満たされた岩盤中を伝播する弾性波が、岩石を構成する骨格部分と間隙水の相互作用により、岩盤中の伝達速度が周波数によって変化する分散現象を利用する。そのために、物理探査技術のうち、孔間弾性波トモグラフィで得られる弾性波速度分布異常とボーリング孔内の水理データとの相関から岩盤中の空間的な水理情報を得る手法を提示することである。

1.3.2 研究の手順

ボーリング孔を利用した水理場評価手法には多くの実績がある反面、空間的な場の評価には不確実性が大きいことが懸念される。わが国における物理探査はこれまでに電気的手法により水理場の評価への適用が図られたが透水係数分布など地下水流動に反映する情報が得られないため、水理試験との複合的な利用にとどまっているのが現状であった。弾性波に関しては、主に地質構造解釈に適用されており、透水性に関する情報取得には適用されていなかった。本研究は、Yoshimura et. al.(2004)や吉村ほか(2007)で示したように、空間の詳細な地質構造探査に実績がある弾性波トモグラフィと岩盤の水理情報を取得する原位置透水試験の両方の調査技術の短所を補完し、長所を生かす手法として位置付けている。研究目的に達するための手順を図 1.3.2-1 に示す。はじめに、岩盤の透水性把握に関する既往の研究事例を調査し、並行して物理探査による地下深部の情報収集能力およびその限界などについて調査し、このうち弾性波を用いたトモグラフィの現状と課題を整理することで、研究の課題を抽出することとした。次に、Biot(1956)と Dvorkin & Nur(1993)によって提唱されている弾性波の分散現象を議論し、岩石サンプルを用いた室内試験によって弾性波の分散現象を確認し、岩石サンプルの透水係数と弾性波速度とを対比することで、相関関係を検討する。そして確認された現象を原位置に適用するために、数値実験によって適用範囲を検討し、結晶質岩における原位置試験によって手法の適用性を確認するとともに、透水試験との整合性を評価することで手法の確証を行うこととする。一方で、最終処分場の地点選定段階におけ

る本手法の適用を念頭に、広域調査に向けた弾性波エネルギーを増大する装置の製作と堆積岩地域での原位置試験を実施し、物理検層、水理試験等のデータとの相互相関を検討することで手法の適用性拡大を図ることを目指す。そして、室内試験から広域原位置試験にわたる様々なスケールにおける手法の適用性を示すこととする。

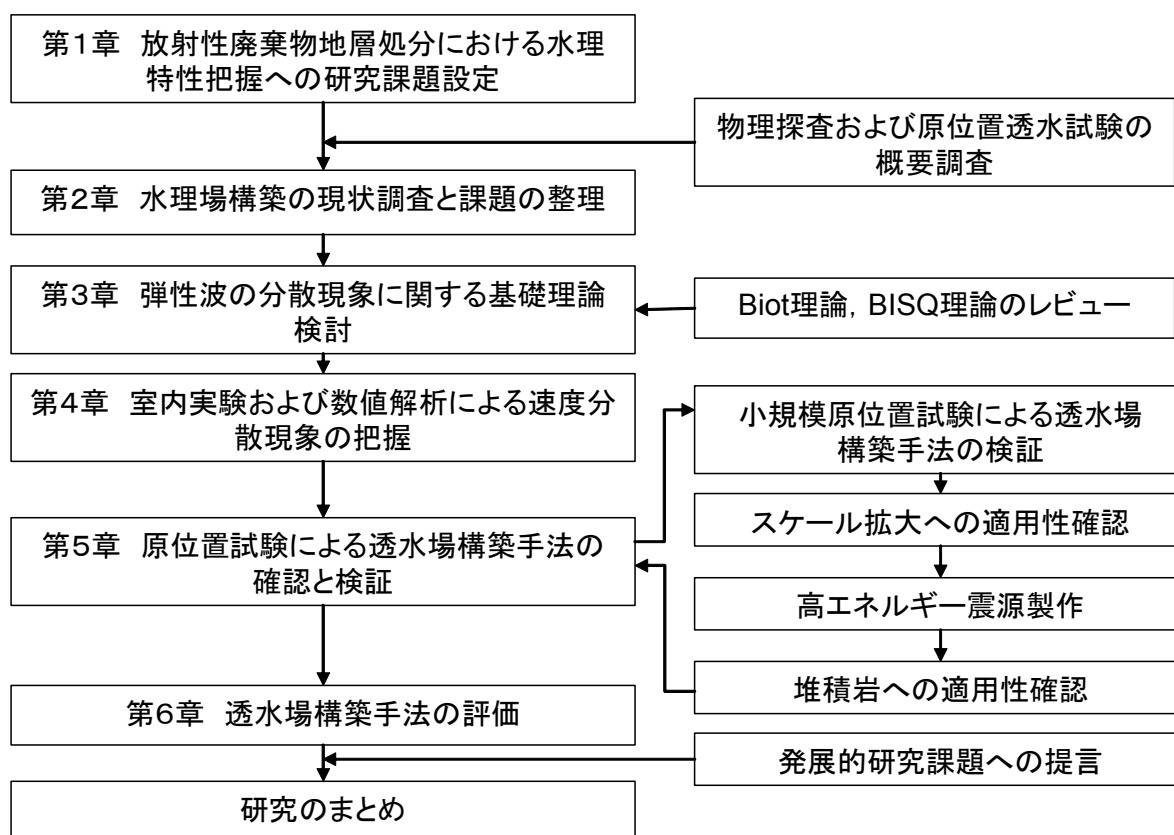


図 1.3.2-1 研究手順のフローチャート

1.4 物理探査および原位置透水試験の概要

ここでは、研究の手順で示した弾性波トモグラフィおよび原位置の透水試験の技術概要について述べる。先に示したように、空間の詳細な地質構造探査に有効な弾性波トモグラフィと岩盤中の透水性に関する情報を取得する透水試験とを組み合わせることで、ボーリング孔間の透水係数構造を迅速に把握できる技術を開発することを目的としている。さらに、地下水質の空間分布把握も視野に入れることで、透水係数分布に加えて、地下水分布変動の長期評価への技術展開を考慮して、電磁法の技術概要もここで述べる。以下に、弾性波トモグラフィ、電磁法および透水試験の現状を示す。

1.4.1 弾性波トモグラフィ

(1) 走時トモグラフィ

弾性波トモグラフィは、医療分野の X 線 CT 技術を背景に進歩してきた経緯がある。一般的には 2 本の並行したボーリング孔内の片方に弾性波を発生させる孔内震源を、もう片方に岩盤を伝達してきた弾性波を受振する孔内受振装置を設置して、できるだけ多くの方向から来た波線を取得する計測を行う。しかし、地盤を対象としたトモグラフィを行うには、X 線 CT のように全周測定のような多様な方向からの波線を取得できない空間的な制限があるのと、地質の不均質性に伴う波動の走時や振幅の変化をうまく取り入れた解析手法が未構築であるため、現状では、岩盤中を最も速く伝達する P 波の初動走時を用いた 2 次元 P 波初動走時トモグラフィが多用されている。

適用の主な目的は、土木分野では、地質構造や P 波速度分布などの地質学的、力学的な評価であり、石油、地熱等の資源探査分野では、資源の分布、岩盤評価及び繰り返し測定による物理的性質の時間的变化や流体の挙動を推定することである。解析精度を向上させるために、初動の振幅を大きくする重合法や、スイープ波形を利用したトモグラフィが実施されているが、ボーリング孔間のみを利用した計測の場合、十分な波線密度と多様な波線方向が得られないため、縦系のアノマリーや複雑な地質構造探査には課題が多い。地上とボーリング孔を用いた計測ジオメトリも試みられているが、トンネル内の計測で実績がある(Albert et.,al. 1999)ほかは、地表付近の風化帯、不飽和帯の影響が大きいためあまり利用されていない。

計測領域については、現状の測定技術では、好条件下で最大 500m 程度の孔間距離の測定が行え、数十 m 程度の分解能が得られている(横田ほか 2000)。震源には少量の爆薬、エアガン、孔内打撃型震源、ピエゾ型震源等を用い、ハイドロフォンや 3 成分ジオフォン等で発生した弾性波を受振する。爆薬やエアガンに代表されるインパルス型の震源より、ピエゾ型震源に代表されるスイープ型震源の利用が多くなっている。これは、孔壁への損傷の懸念や測定効率を考慮した結果と考えられる。なお、孔内震源については詳細を第 5 章で示す。

解析システムは初期速度モデルの構築後、モデルに基づく理論走時計算、理論走時と観測走時の差に基づくモデルの修正を繰り返す、逐次近似法が多用されている。探査結果からは P 波の速度分布が得られ、ここから割れ目分布を含む地質構造、岩盤状況を定性的に解釈している。また、資源探査分野では繰り返し測定により、圧入スチーム等の挙動を推定する手

法がある。土木分野においては、岩盤の緩みの進行状況や地盤改良効果の確認等も行われている。近年は繰り返し測定の差解析処理で、CO₂のモニタリングに適用している（上山ほか 2007）事例も報告されている。探査能力は石油分野、地熱の資源分野を中心に、測定システムの大深度化が図られており、3000m 程度以上の深度での探査は可能と想定される。探査範囲、すなわち孔間距離については、効果的及び効率的な孔内震源の不足を原因として、上述したように 500m 程度が限界で、研究事例が少ないが、分解能については孔間距離 300m 程度で数十 m 程度と想定される。このような高エネルギー震源の課題については、吉村ほか（2002c, 2003b, 2004b, 2006）の研究が挙げられる。これらについては第 5 章で詳細を記す。

現状の走時トモグラフィのうち、最近の技術動向では、S 波初動走時トモグラフィ、3 次元トモグラフィ、振幅トモグラフィ、速度分散性を利用するものなどが挙げられる。S 波初動走時トモグラフィは P 波速度分布と共に S 波速度分布を得ることにより、ポアソン比等の新たな物性値の分布を推定することができる。3 次元トモグラフィ（たとえば渡辺 1998）は 3 次元速度分布を推定することができるものの、解析に十分な測定配置を設定することが困難な場合が多い。また、振幅トモグラフィは速度分布に加え、減衰率の分布を推定することができ、破碎帯部等のイメージ化が期待される。速度分散性の利用は、速度分散と減衰率分布をもとに透水係数の分布を推定するものである。

解析に際して、S 波初動走時トモグラフィでは、S 波の初動走時を読みとるための S 波強調処理が、振幅トモグラフィでは振幅に影響を与える震源特性や透過損失等の補正が前処理として行われる。なお、振幅トモグラフィは通常、初動走時トモグラフィで得た速度分布を入力データとして解析を行う。振幅トモグラフィでは、減衰率分布に基づき、割れ目帯等の分布、その性状について定性的な解釈を行う。また、速度分散と減衰率分布を利用した技術では、速度分布、速度分散性、減衰率分布を基に、経験式や BISQ 理論に基づき透水係数分布を推定している（Yamamoto et. al. 1995）。

現状技術の課題として、S 波初動走時トモグラフィでは、P 波初動走時トモグラフィと同じく、大きな発震エネルギーを有する S 波震源の開発が挙げられる。振幅を利用したトモグラフィでは、振幅に影響を与える震源、受振器の設置状況及び指向性等の特性の推定や補正方法の検討、吸収減衰と散乱減衰の分離が課題として挙げられる。

測定面での開発は、現状で述べた震源開発が課題として残っており、ボーリング孔内を利用する制限が大きな障壁となっているため今後の急速な進歩は期待できない。このような課

題に対して、孔内震源を使用せず、地上の震源から発生した信号をボーリング孔内の仮想震源として利用する新しいトモグラフィの手法も提案されている（湊 2007）。解析面では、高分解能化に向かう方向として、反射走時トモグラフィ（たとえば岡島ほか 2007）と波動理論に基づくフルウェーブトモグラフィ（たとえば土家 1997a）がある。

(2) 孔間反射法

孔間反射法は、反射トモグラフィとも呼ばれ、孔間地震探査に含まれる地層境界等から発生した反射波を用いて、地下構造をイメージする手法である。鉛直ボーリング 2 孔に挟まれた場合の探査では、水平に近い地層境界、断層や破砕帯等の速度の不連続部分をイメージすることができる。空間的な探査範囲の大きさと分解能の観点からは、地表地震探査反射法と物理検層の中間に位置し、両者をつなぐ役割を担う。

反射波の抽出（波動場分離）後、主に、VSP-CDP 変換、プリスタックデプスマイグレーション、CDP 重合法などの解析法により地表地震探査反射法の解析結果と同様な 2 次元の反射記録断面を得る。地表地震探査反射法と同様な P 波反射記録断面が得られる。また、CDP 重合法の解析法の場合には、重合速度の分布が得られる。これらを基に、一般には水平に近い地質構造、特に地層境界の深度分布や地層境界の不連続から断層等の存在を推定する。

探査深度（測定深度）及び探査範囲（孔間距離）は走時トモグラフィと同程度と考えられる。従って、孔間距離 500m 程度の探査は実施可能と考えられるが、走時トモグラフィで扱う初動よりも長い波線経路の反射波を扱うことを考慮すると、探査範囲は走時トモグラフィよりも狭まる。また、反射波を抽出する処理を伴うため、発震点や受振点間隔を走時トモグラフィよりも小さくする必要がある。適用例は少ないものの、孔間距離 100m 程度の探査で数 m 程度の水平層が分解できるものと考えられる。

(3) フルウェーブトモグラフィ

フルウェーブトモグラフィは、弾性波トモグラフィで取得されたの波形全体を使って、対象領域の地震波の性質（P 波及び S 波速度、密度、減衰定数、異方性パラメータ、震源パラメータ等）を波形フィッティングによるインバージョン法で高精度に推定する手法である。開発課題としては、走時トモグラフィに示したものに加え、安定した解を得るための解析法の確立、解析時間の短縮化、効果的な波動場分離法が挙げられる。

国内ではまだ適用例が少ないが、海外では主に石油分野で適用されるため堆積岩での適用が多く、孔間地震探査データの波形全体あるいは一部の波形（振幅と位相）を使い、波形フィッティングにより地下構造—粒度構成に関する物理的性質や割れ目等の分布—を速度

分布や密度分布等として詳細にイメージするなど利用されているが、結晶質岩を対象に適用した事例は非常に少ない。測定装置にダウンホールオービタルバイブレータや電磁制御震源を使用した高周波及びスティフネス理論を利用して $1/4$ 波長より小さい不連続の検出が可能となっている。フルウェーブトモグラフィは走時トモグラフィなどより多くの情報が得られるため、高精度な岩盤のイメージが得られることに期待される。フルウェーブトモグラフィの技術開発では、土家(1997b)がフルウェーブトモグラフィの解析方法を示しており、この成果を引き継いで、結晶質岩を対象にした技術開発が、吉村・坂下・李(2005)によって報告されており、数値実験により P 波および S 波の速度構造を求め、走時トモグラフィでは不明瞭な断層構造を求めている。吉村・坂下・李(2006)では、堆積岩の原位置試験において、また、吉村・坂下・李(2007)では、結晶質岩において同様に P 波、S 波および密度のトモグラフィ結果を示している。

1.4.2 電磁法

電磁探査法は、電気探査法と同様に地下の比抵抗分布を取得する探査技術である。自然信号を用いた手法と人工信号を用いた手法があり、地質の比抵抗分布によって変化する電磁場を利用して地下構造を推定する。ここでは、MT 法、CSAMT 法、VLF 法、EM 法について述べる。

(1) MT 法

地球磁気圏、雷放電等により発生する自然電磁場を利用する探査法で、一般には電場と磁場を測定し、地下の比抵抗構造を把握することにより地質構造等を推定する。現状の技術レベルでは、2次元インバージョンにより深度 10km 程度までの比抵抗構造を、経験的に深度の $1/10$ 程度の深度分解能で推定することが可能である。ただし、適用上の問題として、人工の電磁波がノイズとなるため、高圧電力線や直流鉄道路等から 100m 程度内での測定は困難である。また、結晶質岩など高比抵抗を示す地質が分布する地域においては、MT 法では浅部の探査が困難で、高い周波数の電磁波を解析対象とする必要がある。現状技術の 3次元化には、地形や海水の影響を考慮した解析手法の開発が課題であったが、吉村ほか(2004c, 2004d)により、実用的な 3次元解析手法が示されており、原位置データによる 3次元解析の結果が示されている。

(2) CSAMT 法

人工信号を用いた MT 法として資源探査分野で適用されており、最近では地熱や温泉、

地下水調査などで用いられるほか、土木分野での適用例も増えてきている。人工送信源で発生させた電磁波を大地に透入させ、応答電磁場を測定し、地下の比抵抗構造を把握することにより地質構造等を推定する。現状の技術レベルでは、2次元インバージョン解析により深度 1km 程度までの 2 次元比抵抗構造を推定することが可能である。

適用上の課題として、やや探査深度が不足している点が挙げられる。探査深度は、測定対象とする電磁波の低域側周波数に主に関係し、低周波の電磁波を解析対象とするほど探査深度の増大が図られる。しかし、測定対象である電磁波を低周波とするほど、一般に解析可能なデータを得るために送信源を受信点から遠くへ離す必要があり、それに伴い送信源で大電流を流すなど、安全面などの制約がある。CSAMT 法と深部探査に MT 法を組み合わせ、探査深度を増大させ、CSAMT 法の利点である高周波電磁波を解析することで、浅部構造の高精度化を生かし、深度 1km 以上の比抵抗構造を推定することも考えられる。なお、経験的な分解能は深度 1km 程度で 100m 程度である。

(3) EM 法

EM 法は送信磁場（一次磁場）に対する大地の応答である二次磁場を計測して、比抵抗構造から地質構造を把握する手法である。送受信コイルを搭載した測定装置（バード）をヘリコプターで曳航する空中電磁法では、深度 100m 程度までの比抵抗構造を把握することが可能であるが、探査深度が小さいことが課題である。

また、送信する電磁場を急激に変化させて、大地の過渡現象を測定して比抵抗構造を把握する TDEM 法では、深度 1.5km 程度までの比抵抗構造を把握することが可能である。

(4) VLF 法

世界各地の VLF 発信局から発信されている大電力の VLF 帯の電磁波を利用し、比抵抗の平面的な分布を取得する浅部探査技術である。空中や地表の探査で、深度 10m から 30m に分布する比抵抗異常を定性的に推定することが可能である。適用上の課題としては、地下に敷設したケーブル、金属パイプ、地表の金網等の影響を受けること、異常物の深度を推定することが困難であること、発信局と異常物や地下構造の伸び方向との関係により信号の特性が異なることなどであるが、探査深度不足がもっとも大きい課題である。

1.4.3 透水試験

岩盤の透水パラメータを評価する方法には、岩盤透水試験によって透水係数と比貯留係数を決定する直接的な方法がある。表 1.4.3-1 に岩盤の透水性の評価を行う際に現在用いられ

ている主な手法をまとめる。

岩盤透水試験には通常ボーリング孔を利用し、ルジオン試験や JFT 試験で代表されるようなシングルホール法と、多数のボーリング孔間の浸透を利用するクロスホール法がある（中屋ほか，1992）。前者のシングルホール法においては、透水場の推定範囲が非常に狭く、ボーリング孔近辺の透水性を評価することしかできない。また後者のクロスホール法においても透水性の低い透水場の推定を行う際には、孔間距離を大きくすると測定に時間がかかりすぎるために実用的ではない。

これらのうち、現在最もよく用いられている試験が、シングルホール法のひとつであるルジオン試験である。この試験はダム基礎地盤の透水性をルジオン値なる単位で評価するために開発されたものであるが、割れ目が発達した硬岩地盤等では問題が発生する場合が多かったが、いくつかの改良が行われている（山口ほか，1990）。

地下水流動を直接的に調べる調査法に塩水を注入したボーリング孔内水の導電率を多点でモニタリングする地下水検層、塩水の代わりに温水を井戸に注入する方法の他、孔内水の導電率だけでなく温度、酸化還元電位、圧力等を同時に測定できる地化学検層センサーも開発されており、深部の地下水調査やモニタリングに利用できる。地下水の流速測定は、最近では塩水等のトレーサーを利用した高精度の流向流速計が実用化され、微流速まで測定可能な超音波フローメータも開発されている（千葉ほか，1997）。検層や試料比抵抗測定から透水係数を推定する提案もある（Katsube and Hume, 1987；尾方ほか，1992）また、1000 mの深度におけるマルチパッカーや BTV（ボアホールテレビ）を用いた透水性や割れ目の把握も試みられている（小出ほか，1997）。BTV を用いた調査では、割れ目深度、割れ目の方向、割れ目の形状および連結性、充填物の有無や開口幅などの調査が可能である（田中・宮川，1992）。この方法は、同一のボーリング孔を利用して透水試験も行えることから経済的であるとされている。最近では、ハイドロフォン VSP を用いた透水性割れ目検出の研究も行われている（藪内，1999）。この手法では、地表付近に配置した人工震源と試錘孔内に配置するハイドロフォンを用い、震源から発生した P 波とそれに起因するチューブウェーブを測定し、得られたデータを解析することによって、透水性割れ目の検出や透水係数の推定を行うものである。

以上を示した試験手法に加え、新たに開発されている調査・解析手法としては、クロスホール試験によって求められた圧力水頭の経時変化と 3 次元浸透理論とを組み合わせる方法（中屋ほか，1992）や、求められた圧力水頭の経時変化を理論曲線とマッチングさせる方

法 (Hsieh et al, 1985) などがある。クロスホール試験は、水圧パルス法 (登坂ほか, 1990, 増本ほか, 1992) , シヌソイダル試験などに分類され、とくに、シヌソイダル試験はスウェーデンのストリパプロジェクトにおいて十分な適用性が示されている (Black et al, 1986)。

表 1.4.3-1 岩盤を対象とした原位置での浸透特性評価法

透水試験	シングルホール法 (単孔式透水試験)	ルジオン試験
		ダブルパッカー試験
		Louis の方法
		低圧ルジオン試験
		JFT
		異方性試験法
	クロスホール法 (多孔式透水試験) (孔間透水試験)	シヌソイダル試験
		Hsieh & Neuman 法
		修正 Hsieh & Neuman 法
		揚水試験法

2. 透水場構築の現状と課題

2.1 透水場構築技術

地下水流動特性のひとつである透水係数の分布（透水場）を空間的に推定するための既存技術を以下の4つに分類し整理する。

- 1) 地形や地質断面図のような情報と地表での流量観測・水質観測などから広域の地下水流動を水理地質学的に推定する方法
- 2) ボーリング位置で得られる透水試験結果のような点の情報を地質断面図などの情報を元に補間または外挿して空間的な広がりを推定する方法
- 3) 複数のボーリング孔間で水理的手法によって直接的にデータを測定する方法
- 4) 物理探査を用いて間接的に透水性に関連するデータを取得し、岩石物理学的な解釈により透水場を推定する方法

上記1)の手法は、広域の地下水流動を把握するために必要であり、2)の手法で得られる透水係数を空間的に展開するための情報としても利用されるものである。この2つの方法を組み合わせて利用されるのが一般的な広域のいわゆる地下水調査である。一方、3)の手法はやや詳細な地下水調査といえる。4)の手法は、間接的なデータを利用するために結果を解釈するための理論や仮定が必要ではあるが、連続的なデータを多く含んでいるという利点がある。

以下に上記の4つの方法についてその考え方や適用例などについてまとめる。

2.2 透水場推定方法の比較

2.2.1 水理地質学的な推定方法

山本（1983）によると、地形と地下水面（厳密には地下水流動系のポテンシャル分布）は一般に信じられている以上に密接な関係を持ち、その形態は地形面に近似することができ、地下地質の異方、異質性はその形態を修飾する（複雑にする）だけである。しかし、地下水は地下水面に沿って流動するものではなく、図 2.2.1-1 のように等方等質な地下地質の場合、地形は地下水（ポテンシャル）面を規定し、等ポテンシャル面と直交する流線が地下水の流動方向となっている。このように、広域の地下水流動を把握する上では、地形を考慮することは重要である。ただし、透水係数のような定量的な値の推定は困難であり、ここで得られる結果は、その他の調査結果を解釈する上での前提条件となる。

尾方ほか（1995）は、東濃地域において河川水の流量および水質分析結果から地下水流動の定性的な傾向を推定している。池田ほか（1999）は、十勝平野の複合扇状地において、

地表付近の地温分布、同位体分析、水質分析などにより、同地域の地下水流動機構を推定している。本結果によれば、同地域の扇状地の地下に埋没谷が存在し、地下水面は埋没谷に規制されていること、温度、同位体、一般水質のような環境トレーサーが地下水流動を把握する上で有効であったとされている。

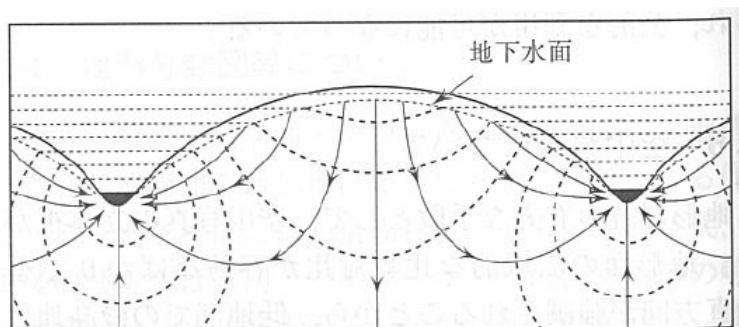


図 3 等質・等方性帯水層の流線⁴⁾

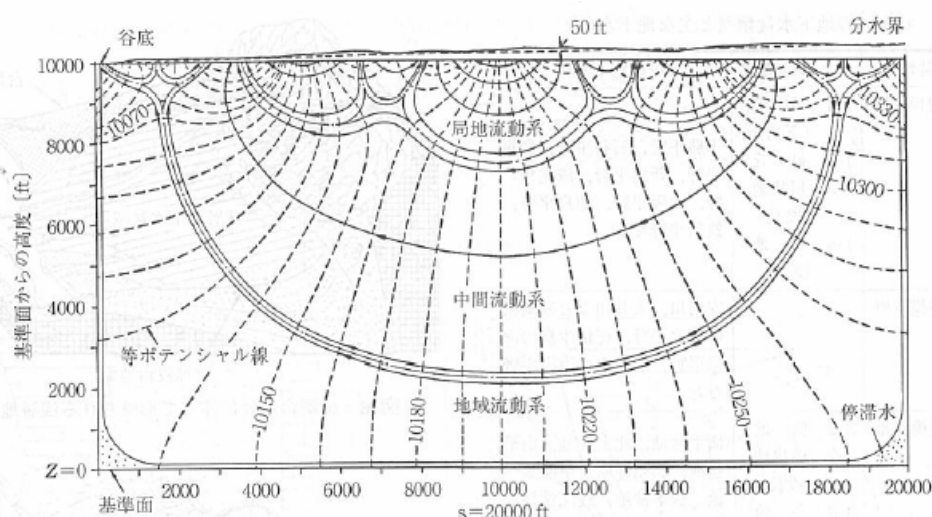


図 4 地下水面に起伏のある場合の流線⁴⁾

図 2.2.1-1 地形と地下水面・流線と地下水の流れを説明した図

(地球環境調査計測事典より)

2.2.2 ボーリング位置で得られる点の情報の補間

ボーリング位置では、様々な調査手法により透水性に関する情報を得ることができる。たとえば、原位置透水試験では測定区間の透水係数や間隙水圧を得ることができる。また、サンプリングしたコア試料を用いた室内透水試験により深度ごとの透水係数を得ることができる。コア試料から粒度分析を行う場合もあり、土質地盤のように単純な場合には、粒度分布から Hazen の式や Creager の方法から透水係数が推定される場合もある。

水平方向と鉛直方向の透水異方性に関しては、通常、原位置透水試験の場合は考慮されていない。したがって、一般に水平方向の透水係数は鉛直方向の透水係数よりも大きい場合が多いため、通常、原位置透水試験で得られる結果は水平方向の透水係数と考えられる。しかし、菱田ほか（2001）のダイポールフロー透水試験機のように単孔式の透水試験機でありながらも透水異方性を測定できる装置も開発されている。細谷・徳永（2005）は、ボーリング孔の多深度に間隙水圧計を設置し、気圧変動に対する間隙水圧の応答を利用して鉛直方向の透水係数と比貯留係数の評価方法を提案している。一方、室内試験ではコア試料の測定方向を変えることで透水異方性を考慮することができる。

原位置・室内透水試験により直接得られた透水係数の値は、透水試験を実施した深度に対応する地質の透水係数の代表値として扱われる。したがって、既存資料や他の調査結果で対象地域の推定地質断面などが存在する場合には、地質ごとの透水係数の代表値を得ることで、透水係数の分布図が作成できる。

物理検層からも透水性に関するデータを得ることができる。温度検層や微流速検層を用いることで、ボーリング孔内への水の流入・流出深度が検出でき、水みちの検出が可能である。関ほか（2005）では、ヒートパルス式微流速計を用いて低透水性地盤の水みちの推定を行っている。また、フローメータ検層（宮川ほか，1997）を用いることで、ボアホールテレビによる孔壁観察結果とあわせて水みちの位置と方向を特定できる。木口ほか（1996）は、孔井内弾性波探査のひとつである VSP の測定時に、亀裂から発生するチューブ波を利用して亀裂の透水係数と亀裂の走向傾斜を推定している。音波検層で発生するストンレー波を用いて亀裂の透水係数やボーリング孔沿いの連続的な透水係数を推定することも行われている（たとえば Paillet et al.,1991, Tang and Chen, 1996）。主に石油資源探査で利用されている NMR 検層では、図 2.2.2-1 に示すようにボーリング孔沿いの連続的な透水係数の推定が可能となっている（たとえば Chang et al.,1994, 中島，2002）。

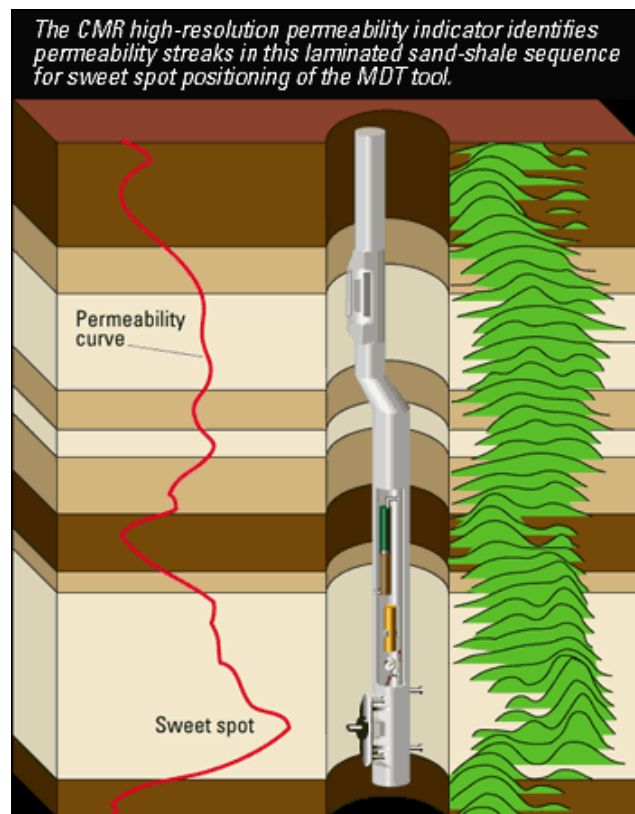


図 2.2.2-1 NMR 検層のイメージ図 (Schlumberger HP より)

NMR 検層のように連続的な透水係数の推定を行うことができるものとして EKL 検層の開発も行われている (小林ほか, 2002, 2005)。EKL 検層はボーリング孔内で複数の周波数の音響連続波を発振し, 音波伝播によって発生する微弱な流動電位を観測するものである (図 2.2.2-2)。

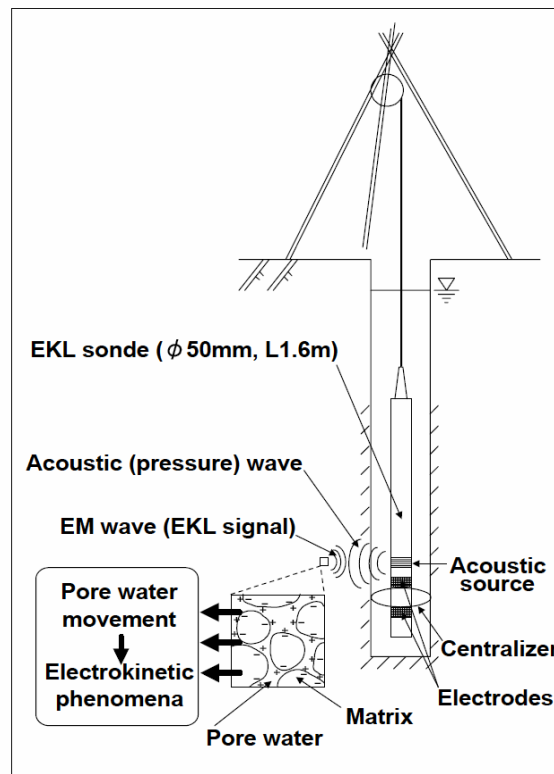


図 2.2.2-2 EKL 検層の模式図 (小林ほか 2002)

鈴木(2002) では、図 2.2.2-3 示すように複数の検層結果から間隙の水利屈曲性と帯電粒子（細粒分）による表面伝導現象を考慮して透水係数を求める方法を示している。

密度間隙率と中性子間隙率のクロスプロットを用いて、頁岩質砂岩の頁岩量（粘土含有量）と有効間隙率を推定する方法も古くから知られている（小鯛，1978，1980）。この方法で得られる頁岩量と有効間隙率からもボーリング孔沿いの透水係数を推定することが可能である。なお第 5 章で、技術確証試験のための比較検討用データとして、密度間隙率と中性子間隙率のクロスプロットを用いてボーリング孔沿いの透水係数の推定を行っている。

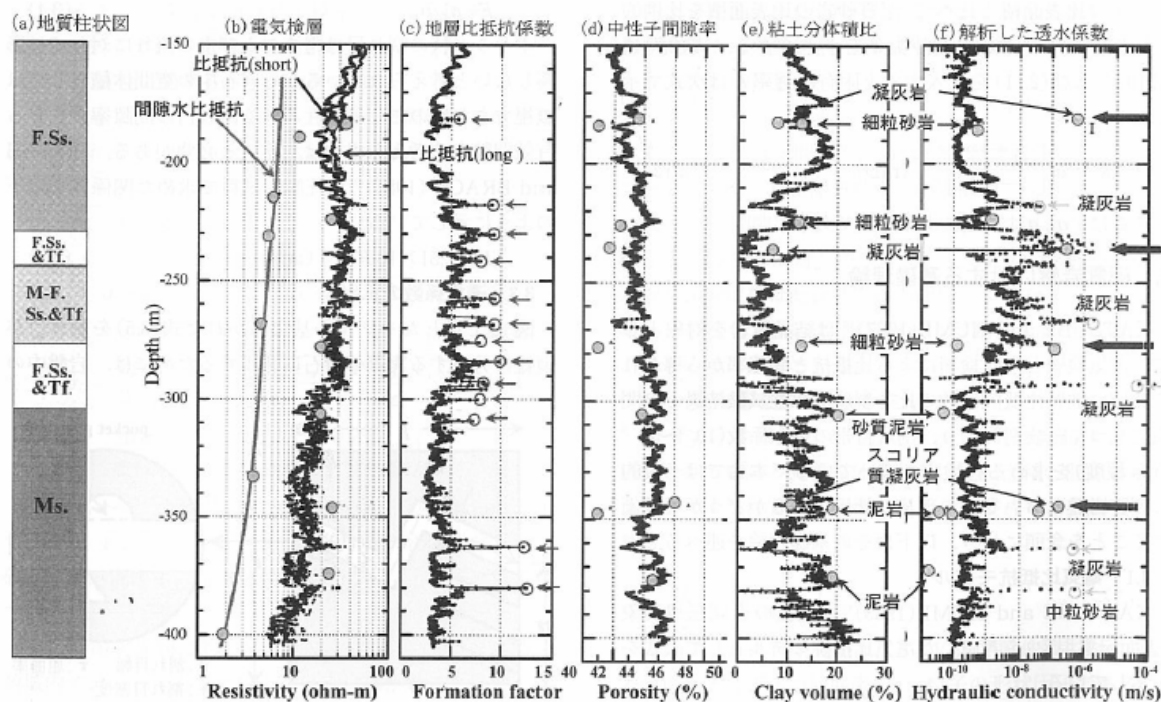


図-6 電気・中性子検層・自然ガンマ線結果より変換した透水係数プロファイル(堆積性軟岩地点)

F. Ss: 細粒砂岩, FSs & Tf. 凝灰質細粒砂岩・テフラ互層, M. F & Tf.: 細粒～中粒砂岩, F.Ss. & Tf.: 細粒砂岩・テフラ互層, Ms.: 泥岩

図 2.2.2-3 複数の検層結果より推定された透水係数（鈴木，2002）

このように物理検層から得られる透水係数の値も、透水試験の場合と同様に、対応する深度の地質の透水係数として扱われ、既存の地質断面などから透水係数断面が作成される。ただし、透水試験と違い、ボーリング孔沿いの連続的な透水係数結果が得られることが特徴とされる。尾方ほか（1992）は、地質学的観点から、粒度、分級度・固結度に着目して岩相を区分して連続的なデータである電気検層結果と点の情報である透水試験結果を整理し、水理地質構造モデルを作成している。

2.2.3 複数のボーリング孔間で水理的手法を用いる方法

複数のボーリング孔を用いて水理的な手法により孔間の透水性を把握する方法では、ボーリング孔付近だけでなく、ボーリング孔から離れた位置の透水性に関わるデータについても直接的に測定するため、ボーリング孔で得られたデータを補間する方法よりも詳細な透水場の推定が可能と考えられる。

このような技術のひとつにハイドロパルストモグラフィー（増本ほか，1995）とよばれるものがある。これは、「パルステスト」と呼ばれる現場計測によって得られる測定データ

を用いて、「浸透流逆解析」により透水係数分布を推定するものである。パルステストは、図 2.2.3-1 に示すように注入孔（発信孔）のパッカーで区切った発信区間に一定圧力で数十分間、つまりパルス状に注水し一定時間水圧を上昇させ、多点式間隙水圧計を設置した各受信孔で同時に圧力を測定するものである。圧力は発信孔周辺の割れ目等の水みちを伝わり、周辺の間隙水圧を上昇させ、注入孔周辺の観測孔で伝播圧力として観測される。注水区間を移動してこの作業を繰り返すことにより、発信—受信位置の異なる多くのデータを取得できる。このようにして得られた観測圧力波形を、透水係数分布のモデルから計算される理論圧力波形と比較し、その差が小さくなるように透水係数分布を修正していくことで最終的な透水係数分布図を得ることができる。これは、弾性波トモグラフィで行っている速度モデルの修正と同様である。得られる透水係数分布は水平方向と鉛直方向の透水係数の 2 種類の分布が得られる。

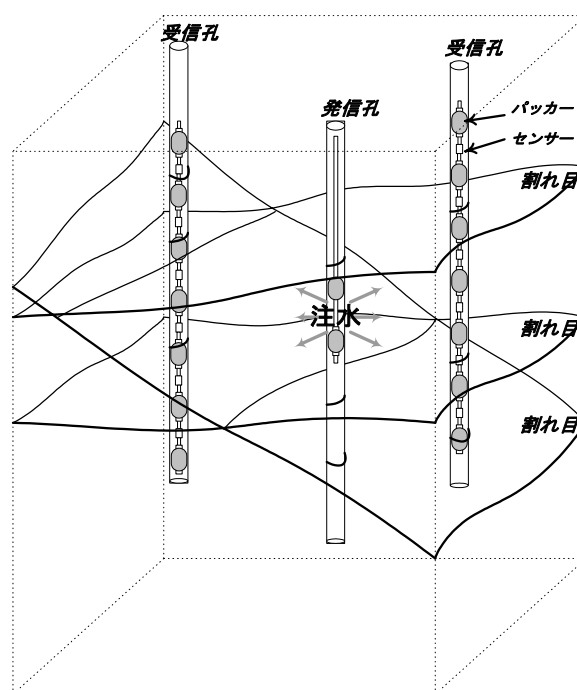


図 2.2.3-1 パルステスト測定模式図

ハイドロパルストモグラフィーと同様の計測技術としては、シヌソイダル試験とよばれるものがある。これは、注水圧をパルス状ではなく正弦波とするものである。注入圧を正弦波とすることで、ノイズに対して強くなること、注水・揚水による水収支がゼロになるため、周辺に及ぼす影響が少ない、などの利点がある。

複数のボーリング孔を利用するものとしてそのほかには、トレーサー試験がある。トレーサー試験では、注入孔に食塩や蛍光染料のようなもの（トレーサー）を投入し、観測孔にてたとえば塩分濃度を観測することにより、トレーサーが到達する方向や時間を観測するものである。水の流向と流速を観察するには、最も直接的な方法である。比抵抗トモグラフィのような物理探査的手法と組み合わせて、観測孔にトレーサーが到達するまでの過程を観測することも行われている（たとえば千葉ほか，1997）。

2.2.4 物理探査と岩石物理学的解釈による方法

これまでの地下水調査における物理探査の役割は、地盤構造から定性的に水理構造を推定するといったものであった。たとえば、地盤の比抵抗と水飽和度との間には関係があることが知られているため、地下水探査の場合には比抵抗電気探査や電磁法探査がよく用いられている。これらの探査手法を用いて地盤の比抵抗構造を求め、透水性が高いゾーンを検出するといったことがこれまで多く行われてきている。

しかし最近では、物理探査結果から透水係数分布を得るところまで行われることもある。田中ほか（2002）、Sudo et al.(2004)では、ボーリング孔で得られた電気検層による比抵抗の値と原位置透水試験による透水係数から相関関係を導き、その関係式を電気探査結果に適用することで二次元の透水係数分布を推定している(図 2.2.4-1)。

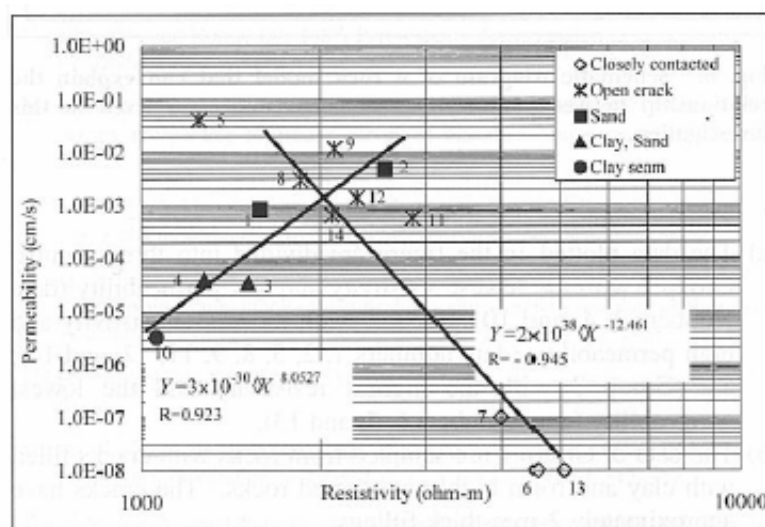


図 2.2.4-1 ある特定のサイトの透水係数と比抵抗の関係（Sudo et al.,2004）

羽竜・西川（2003）は、より一般的な方法を用いて物理探査結果を透水係数分布へと変換している。彼らは、弾性波探査や電気探査のトモグラフィ解析で得られた弾性波速度と比抵抗を岩石物理モデルにあてはめ、間隙率・飽和度・体積弾性率などの岩盤特性と共に透水係数分布を推定している。ここではモデルに必要なパラメータについては別途検層や岩石試験、透水試験から得ている。

Kemna et al(2004)は、クロスホールの IP 探査結果から、複素導電率の離相成分が比表面積に比例することを利用して、Borner et al(1996)が提案した方法（ S_{por} という間隙内部の表面積に関する量と地層比抵抗係数から透水係数を求める）で透水係数の算出を行っている。さらに、Slater and Lesmes(2002b)による複素導電率の離相成分と有効粒径（ d_{10} ）の関係から、有効粒径を推定し、有効粒径から透水係数を求めている(図 2.2.4-2)。

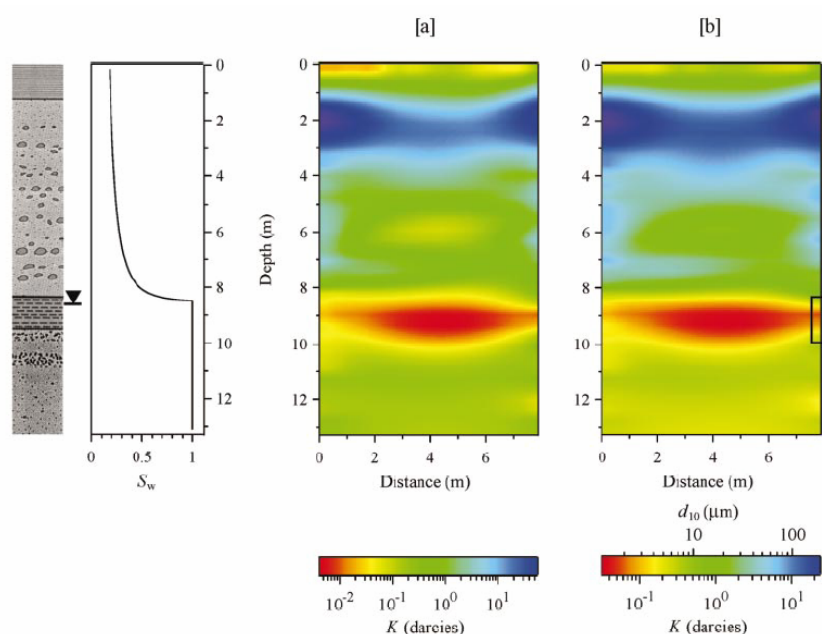


図 2.2.4-2 クロスホール IP 法から求められた透水係数分布

((a)Borner の方法 (b) Slater and Lesmes による方法)

岩石物理モデル（たとえば Dvorkin and Nur(1996)の未固結堆積モデル）を仮定することで、地盤の P 波速度（ V_p ）と S 波速度（ V_s ）のみから透水係数を推定する方法もある。この方法は、 V_p と V_s から間隙率と粘土含有量を求め、それらをパラメータとして透水係数を推定する Kozeny-Carman 式を利用するものである(図 2.2.4-3 および図 2.2.4-4)。

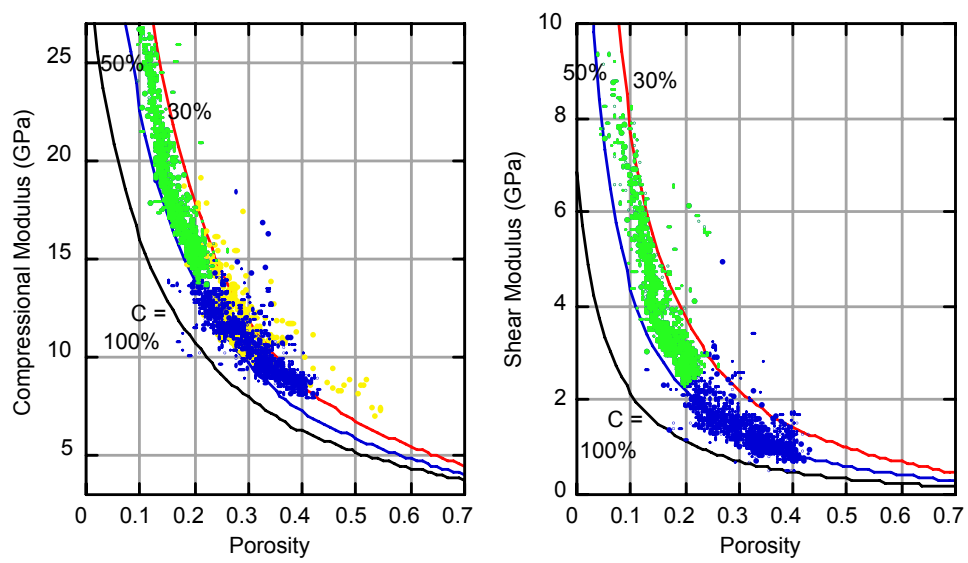


図 2.2.4-3 弾性定数のクロスプロットと Dvorkin & Nur モデルの理論曲線

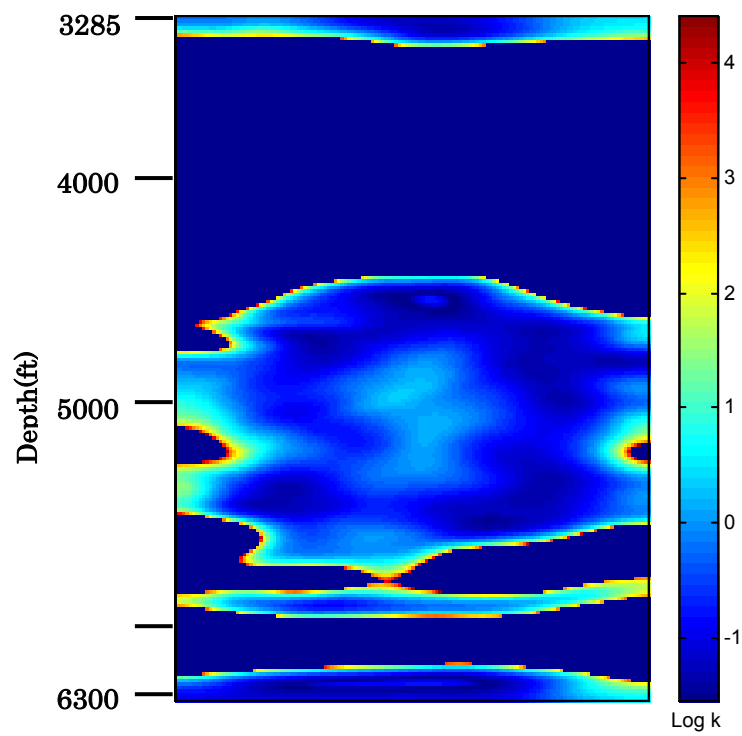


図 2.2.4-4 間隙率から変換された透水係数マップ

2.3 透水場構築の課題整理

近年、地下空間は地下発電所、石油備蓄、地下ダム、および低レベル放射性廃棄物の処理・処分など様々な用途に利用されるようになってきた。将来、高レベル放射性廃棄物地層処分での地下空間の利用に際して、その安全性や目的に対する適用性などを評価するにあたり、岩盤の透水性分布を把握することは、岩盤中の地下水の流れを知るうえで重要な項目である。岩盤の透水性評価を行う地表からの調査としては、ボーリング孔による透水試験や水頭計測、物理探査などが行われる。しかし、ボーリング孔での透水試験情報は点あるいは線の情報であり、広域の透水場を精度良く評価することは難しい

地層処分事業において、概要調査段階では複数のボーリング孔と地表からの物理探査、およびトレンチ調査が実施される（最終処分法）。これらの調査技術や既存情報を基に調査対象地の水理地質構造や地下水流に関するモデルが構築される。そして、概要調査の次の段階である精密調査では、実際に地下坑道を掘削して、地上からの調査で推定した水理地質構造の不確実性を低減しつつ、最終処分場建設地の地質環境評価を行う。坑道掘削時には周辺の地下水分布に影響を与えることが考えられ、掘削工事に伴い、どの程度の湧水が発生し、周辺の地下水流動場に影響を与えるかを評価することが重要となる。また、将来的に実施される性能評価においても処分場周辺の核種の移行経路を評価する上で、生物圏への移行経路上に存在する構造の特性を評価することが望まれる。現在の性能評価では、母岩 100m と母岩に続く、高透水性の断層・破砕帯から移行経路は成り立っている（図 1.2.2-1）。

このような地下水流動場の把握には母岩の透水性と構造、さらには断層破砕帯の位置、規模、透水性が必要となる。広域の水理構造を推定するには、水理地質学的な手法が適するが、断層・破砕帯の評価、母岩の透水性評価では、ボーリング孔における透水試験が有効である。また物理検層のデータを用いてボーリング孔沿いの連続的な透水係数分布を推定することも可能である。しかし、移行経路の透水特性を全てボーリングで把握する事は不可能であり、断層破砕帯を含む全体の水理構造把握には物理探査による空間的情報が必要となる。物理探査と岩石物理学的解釈手法では、透水試験結果と物理探査データとの相関や、岩石物理モデルを用いて透水係数分布を推定しており、空間的な透水係数分布の把握の試みとして一定の成果を示している。

物理探査技術は、弾性波あるいは比抵抗といった指標で見るため、水理構造評価に向けた解釈が必要である。すなわち、物理データと透水性という異なる性質のデータを関連づける手法の開発が必要であり、本研究では、透水試験と物理探査の両者の特性を活かした技術を提

案する。

弾性波を用いた透水係数の把握は、Yamamoto et al.,(1995)や Yamamoto(2003)による一連の研究がある。これは、多孔質媒質における弾性波速度と透水性の関係を示した Biot 理論(Biot,1956a, 1956b)や BISQ 理論(Dvorkin and Nur, 1993)に基づき、弾性波トモグラフィ測定から透水係数断面の把握を試みている。原位置で速度分散を把握できれば、異なる周波数の弾性波速度断面差には、何らかの透水性に関する情報が含まれるとして、ボーリング孔沿いの透水係数と速度差との相関を求め、地球統計学を利用して空間的に配分する手法を提案する。

3.弾性波の分散現象に関する基礎理論

3.1 Biot 理論

まず多孔質弾性体理論の概要を記述する。多孔質弾性体理論では、水で満たされた岩盤中を伝播する弾性波は、骨格と水との相互作用によって分散現象が起こること論拠とする。この現象は、空隙の形状・方向・連結状況・密度・飽和度などによって複雑に変化して現れるため、これを力学的に説明するモデルが多数提案されている。また水理学特性に結びつけるモデルも、Biot(1956)モデル、White(1975)モデル、BISQ モデル (Dvorkin and Nur,1993) など多数ある。

Biot モデルは、弾性波が飽和した多孔質媒体を伝播する際に、土粒子と水の間に働く粘性による抵抗力および分子間力が弾性波の周波数に依存して変化するために分散が生じることとするものである。周波数が低い場合は水と土粒子が一緒に振動するため土粒子は水の抵抗を受け、結果として土粒子は見かけの質量が増加し弾性波速度が遅くなる。また、ある周波数を越えると土粒子は水の粘性抵抗を受けなくなるため、見かけの質量がなくなり弾性波速度は速くなるとする。すなわち、弾性波速度は媒質の弾性的な性質と慣性的な性質の比と考えると、慣性的な性質の変化によって速度変化を説明する。

この理論では、固体はスポンジや軽石のような多孔性の骨格を形成しており、その間隙に流体が充満している状態を想定し、以下の仮定を用いることでこの媒体を透過する弾性波速度と周波数との関係を導く。間隙を満たす流体は圧縮性を有し、粘性を持つことにより固相との間に摩擦を生じ、またその運動はハーゲン・ポアズイユ流れに従うと仮定する。一方、間隙については、間隙を構成している壁面は不透水であり、間隙はランダムに分布していて方向性を有せず、混合物体はマクロに見て力学的等方性を保っていると仮定している。また、固体や液体の個々の部分に着目して、そのミクロな分布状態まで議論の対象とすることは避け、全体をマクロな連続体とみなし、骨格や間隙水のヒズミと応力との関係を線形と仮定することで、全体を線形理論として取り扱っている。(Biot,1956) によると、流体で飽和された多孔質地盤中を弾性波が伝播する際に、構造骨格を形成する固体とその間隙を満たす流体との間に働く粘性による抵抗力および分子間力が、弾性波の周波数に依存して変化する。そのため、周波数が低い場合は液相と固相と一緒に振動するため土粒子は水の抵抗を受けることになり、結果として固相は見かけの質量が増加し弾性波速度は遅くなる (V_0)。一方、ある周波数を越えると固相は液相の粘性抵抗を受けなくなり、液相と固相はそれぞれ別々に運動するため、見かけの質量がなくなり弾性波速度は速くなる (V_∞)。弾性波の伝播速度が V_0 の際には、粘性抵抗が働く関係で弾性波のエネルギー減衰は周波数に比例して大きくなるが、 V_∞ においては周波数が高くなればなるほど粘性抵抗が働かなく

なるため、減衰量は周波数に反比例する。

固相骨格と間隙水は、ばらばらになってランダムな分布をしているが、連続体としての取り扱いをする関係上、体積やヒズミについては見掛けの量を定義し、これを実質的な量と区別して考える必要がある。今、図 3.1-1(a) のような固相と液相との混合体を骨格部分と間隙水の部分とに分離したと仮定する。図 3.1-1 (b) は骨格部分のみを抜き出したときの模式図であるが、この見かけの体積（骨格が占める空間全体を指し、図 3.1-1 (b) では骨格を取り巻く四角形の面積に等しい）を V_b とする。通常、測定によって求められる固相の体積やヒズミは、この見かけの量を意味している。次に、混合体から間隙水の部分のみを抽出したものを図 3.1-1 (c) に示し、この見かけの体積を V_a とする。これは、間隙水の泡状構造が占める空間全体を指し、図 3.1-1 (c) では四角形の面積に等しくなる。

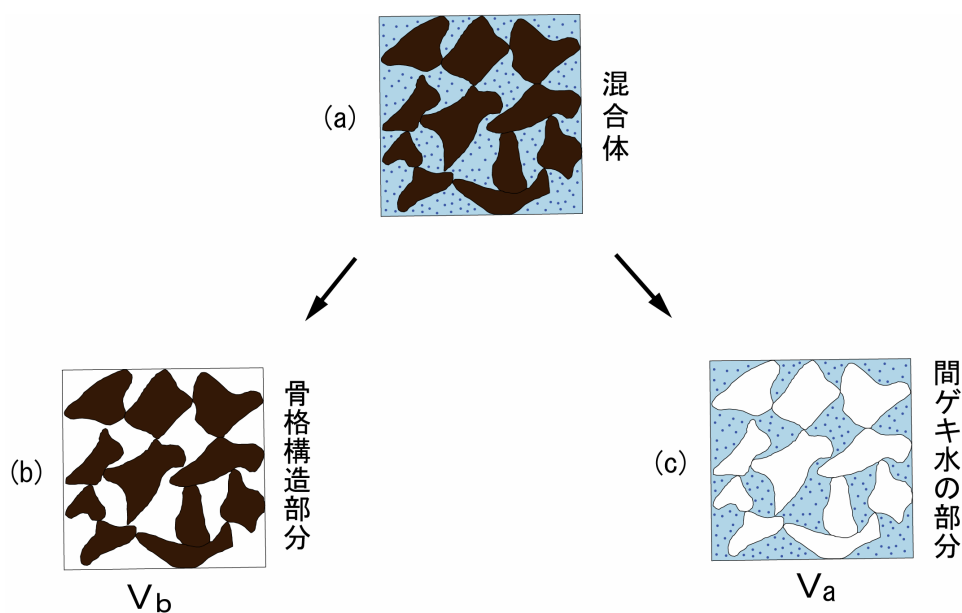


図 3.1-1 固相骨格と間隙水概念図

以上の説明では変形する前の混合体のブロックから骨格部分と間隙水の部分を分離したので、見かけの体積は両方とも等しい。しかし、変形が骨格部分と間隙水部分とで、それぞれ独立に起こりうると仮定すると、変形後の状態を考えると、 V_b と V_a の値は当然異なってくる。見かけの量として V_b と V_a を定義したが、次に実質的な量については、土粒子部分の体積 V_s と水自体の体積 V_w とがある。その他、間隙の体積 V_p も実質的な量である。変形した後の状態に着目すると、 V_p と V_w は必ずしも等しくなく、互いに独立に変化しうる量である。また、土粒子と間隙水

の含有比率を表す間隙率 ϕ もよく用いられるが、これは間隙の体積 V_p と関係のある量である。

上記で定義した見かけの体積と実質上の体積との関係を以下に示す。

$$\begin{aligned} V_b &= \frac{V_s}{1-\phi} \\ V_a &= \frac{V_w}{\phi} \end{aligned} \quad (3.1-1)$$

これより、密度に関しても同様に見かけの密度と、実質上の密度が存在する。

土粒子部分の見かけの密度を ρ_1 、間隙水の見かけの密度を ρ_2 とする。この時実質上の密度 ρ_s 、 ρ_w はそれぞれ以下の式を用いて表される。

$$\begin{aligned} \rho_1 &= \rho_s (1-\phi) \\ \rho_2 &= \rho_w \phi \end{aligned} \quad (3.1-2)$$

固相－液相からなる系における全応力 σ_x^t は、ひずみ $e = \frac{du}{dx}$ を用いて以下の式で表される。

$$\sigma_x^t = Me - \alpha P \quad (3.1-3)$$

$$M = 2G \frac{1-\nu}{1-2\nu}, \quad \alpha = \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)} \frac{G}{H} = 1 - \frac{K}{K_s} \quad \left(\frac{1}{H} = \frac{1}{K} - \frac{1}{K_s} \right) \quad (3.1-4)$$

α : poroelastic coefficient M : uniaxial moduli

G : せん断係数 K : 体積弾性率 K_s : 固相の体積弾性率（すべて排水条件）

ν : ポアソン比

この全応力は、固相部にかかる応力 σ_x と、液相部にかかる応力 $-\phi P$ とに分配される。

$$\sigma_x^t = \sigma_x - \phi P \quad (3.1-5)$$

ϕ : 間隙率, P : 間隙水圧

上記の 2 式より，以下の式を得る。

$$\sigma_x = M \frac{du}{dx} - \gamma P, \quad \gamma = \alpha - \phi \quad (3.1-6)$$

運動方程式も弾性論で用いられているものと同種類のものを採用することが可能であるが，骨格構造に対するものと，間隙水の泡状構造に関するものとをここでは別々に作る。骨格部分の単位体積質量（骨格構造の質量を見かけの体積で除したもの）を ρ_1 とし，間隙水部分のそれを ρ_2 とする。

固相－液相からなる 2 相連続体に対して，エネルギー損失関数を用いて，ラグランジュ方程式から運動方程式を以下に導く。

$$\begin{aligned} \rho_{11}u_{tt} + \rho_{12}w_{tt} + b(u_t - w_t) &= \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} \\ \rho_{22}w_{tt} + \rho_{12}u_{tt} - b(u_t - w_t) &= -\phi P_x \end{aligned} \quad (3.1-7)$$

$$\rho_{11} = (1 - \phi)\rho_s + \rho_a, \quad \rho_{12} = -\rho_a, \quad \rho_{22} = \phi\rho_f + \rho_a \quad (3.1-8)$$

$$b = \mu\phi^2 / k \quad (3.1-9)$$

u : 固相の変位, w : 液相の変位

k : 固有透過度 [m²] μ : 流体の粘性係数

ρ_s : 固相の密度, ρ_a : the additional coupling density (連成密度) (Biot, 1955)

ρ_f : 液相の密度

$$\rho_a = -(1 - \beta)\phi\rho_f \quad (3.1-10)$$

$$\beta = 1 - \gamma(1 - 1/\phi) \quad (3.1-11)$$

β : tortuosity parameter ※通常 1 以上の値をとる

γ は球形の場合 1/2 の値をとり，楕円形の場合 0 から 1 の間の値をとる。間隙水圧の勾配に対して平行な円筒形の場合， β は最小値 1 をとる。間隙がランダムに配置され全ての方向性が考慮される場合には， β は $\beta = 3$ となる。

ここで (3.1-6) 式を (3.1-7) 式に代入することによって，以下の式を得る

$$\begin{aligned} (1-\phi)\rho_s u_{tt} + \rho_a(u_{tt} - w_{tt}) + \frac{\mu\phi^2}{k}(u_t - w_t) &= Mu_{xx} - \gamma P_x \\ \phi\rho_f w_{tt} - \rho_a(u_{tt} - w_{tt}) - \frac{\mu\phi^2}{k}(u_t - w_t) &= -\phi P_x \end{aligned} \quad (3.1-12)$$

線形変換を用いることにより，式 (3.1-13) を得る

$$\begin{aligned} (1-\phi)\rho_s u_{tt} + \phi\rho_f w_{tt} &= Mu_{xx} - \alpha P_x \\ \phi\rho_f w_{tt} - \rho_a(u_{tt} - w_{tt}) - \frac{\mu\phi^2}{k}(u_t - w_t) &= -\phi P_x \end{aligned} \quad (3.1-13)$$

骨格部分と間隙水の部分は，それぞれ独立に変形しているから，運動中に両者の間には相対変位が生ずる。この相対変位の時間的变化に比例した力が，間隙水の部分から骨格構造に伝達されることを考慮したのが，式 (3.1-7) に含まれる $b(u_t - w_t)$ の項である。一方，間隙水の部分に着目すると，今度はその反作用として，骨格部分から方向が逆で大きさが同じ力を受けていることになる。式に $-b(u_t - w_t)$ 等の項が入っているのはこのためである。この力は，骨格と間隙水を 1 つの系と見なした場合，内力として働く性質を持っているから，系全体の運動方程式を作る場合には，当然消滅してしまうことになる。慣性項を無視して，若干の変形をほどこすと圧密の方程式が得られる。これを Terzaghi の圧密方程式と比較することにより， b の値は式 (3.1-14) で与えられると考える。

$$b = \mu\phi^2 / k \quad (3.1-14)$$

$b(u_t - w_t)$ と透水係数 k は速度のディメンションを持っているので，両者の値のオーダーを比較してみる。まず透水係数 k は透水性のよい砂等で 10^{-3}m/sec 程度であり，粘土になると 10^{-8}m/sec くらいに小さくなり，岩盤に至っては 10^{-10}m/sec 程度であり，非常に小さい値をとる

と考えてよい。したがって、今仮に $u \neq v$ 、つまり骨格と間隙水が若干なりとも相対変位を起こしながら運動しているとする、 k が小さいために $b(u_i - w_i)$ 等の項は、慣性項が無視できるほど大きくなってくる。このような場合には、慣性力の影響が消滅して、運動は波動の形で伝わらず、熱伝導型の静的な伝わり方をするようになる。

図 3.1-2 に Biot 理論を用いて描いた周波数と弾性波速度の関係を表した理論曲線を示す。本論文ではこの周波数－弾性波速度関係から、透水性を評価することを目的としており、以下にその方法を示す。

周波数－弾性波速度の関係における分散周波数を f_{biot} とすると、 f_{biot} は式 (3.1-15) より求めることができる。

$$2\pi f_{biot} \cong \frac{\mu\phi}{k\rho_f} \quad (3.1-15)$$

この周波数 f_{biot} は図 3.1-2 において矢印で示された周波数であり、弾性波速度の遅い方の速度 (V_0) から速い方の速度 (V_∞) に変化する際の、変曲点を示している。次に、この式 (3.1-15) を変形して式 (3.1-16) を導き、透水係数と分散周波数 (変曲点の周波数) との関係が得られる。この関係を用いて、対象とする岩盤に対して物理探査により測定された弾性波速度の分散現象から、その変曲点の分散周波数を求め、透水係数を算出することが出来るとする。

$$k \cong \frac{\mu\phi}{2\pi f_{biot} \rho_f} \quad (3.1-16)$$

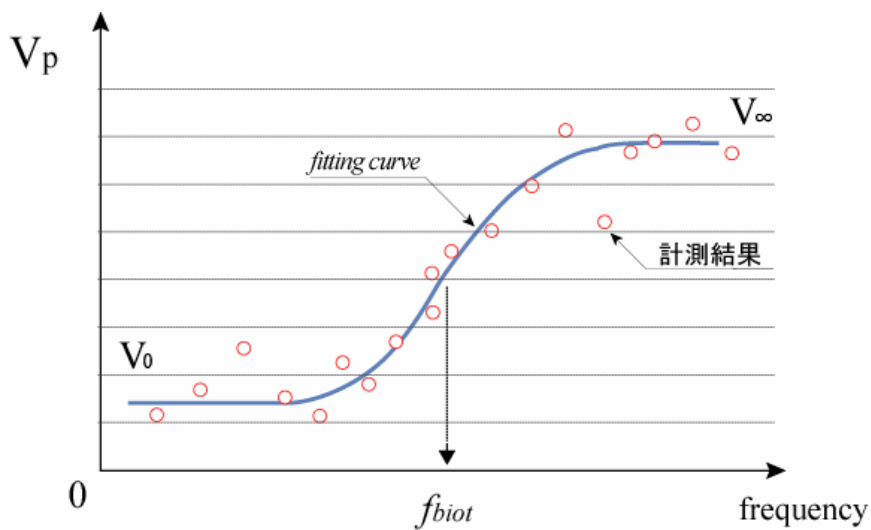


図 3.1-2 Biot 理論曲線の概念図

3.2 BISQ 理論

BISQ モデルは、水で満たされた岩盤中に弾性波が到来すると、扁平な亀裂内に圧力差が生じ、弾性波の応力によって亀裂内の水がしぼり出される現象が起こることを示したものである。弾性波の周波数が低ければ、水が移動することによって圧力が平衡に達することができるが、周波数が高ければ圧力は平衡に達することができず、実質的に水は骨格に固定されてしまい、そのため弾性波速度の分散現象が起こることを説明したものである。すなわち、周波数によって弾性的な性質が変化することによって分散が生じるとするものである（図 3.2-1, 図 3.2-2 参照）。これらのモデルより求められる分散周波数は透水係数の関数となるため、弾性波速度を測定し分散周波数を調べることで、透水係数を推定することができると提唱されている。

BISQ 理論が Biot 理論と大きく異なる点は、Biot が弾性波の伝播方向に対して平行な流体の流れ（Biot's flow）のみを考えていたのに対して、BISQ 理論では波の伝播方向に対して直行する方向の水の流れ（Squirt Flow）を考慮している点である。Squirt Flow という現象は、半径方向の透水係数と様々な形や大きさの亀裂の代わりに代表される円筒形の半径 L という、2つの変数を用いて決定することができることも示されている。この BISQ モデルは、流体の圧力だけでなく固体、流体の変位も考慮した、固体-流体の動的相互作用の方程式（Biot,1956）が基礎となっている。流体の圧力 $P(t,x,r)$ は流体の物質収支（マスバランス）の方程式より導かれ、これは図 3.2-3 に示す、 x 座標、 r 座標と同様に、時間 t にも依存するものである。この 2 次元の圧力分布を 1 次元の固体-流体の相互作用方程式に用いるために、 r 方向に関するその平均値を算出する。この平均値は時間 t と座標 x にのみ依存し、固体-流体の相互作用方程式の中に用いられる。

BISQ 理論では、まず Squirt flow の考えを多孔質弾性体モデルに取り入れるために、岩の固体構造骨格が波の伝播方向に対して平行な一軸方向においてのみ変形することを仮定する。この横方向への流れを、波の伝播方向軸を軸とする円筒形媒体を用いてモデル化したものが図 3.2-3 に示したものである。さらに、この Squirt Flow の距離の平均値を意味する円筒形の半径 $r=L$ における、円筒の外壁にかかる圧力は時間によって変化しないと仮定している。そのため波の励起によって岩が圧縮されると流体は搾り出され、逆に膨張すると流入するのである。この円筒形の外部表面にかかる圧力が一定であるという条件は、間隙中に高い圧縮性のガスを少量だけ含む完全飽和の岩において明らかに有効であり、Squirt Flow は残留ガスが無い飽和された岩においてはより複雑になる。また、間隙中の流体は、時間によって変化する間隙中の圧力によって、細い亀裂からそれを取り囲む大きな亀裂に押し出されることを仮定している。これは、大きい間隙

の方が細い亀裂よりも間隙圧の変化が小さいためである。そして岩の基本的な性質であるとみなされる巨視的なパラメータは、周波数、流体の粘性、圧縮性には依存しないことを仮定している。

これらの仮定の下、Squirt Flow という新しい考えを Biot 理論に導入した BISQ 理論は、圧力平衡に必要な流体の移動距離を意味するパラメータが導入され、これが分散周波数と透水係数との関係の導出を担うが、仮想的なパラメータであり、一般的に一意に決定することが困難である。

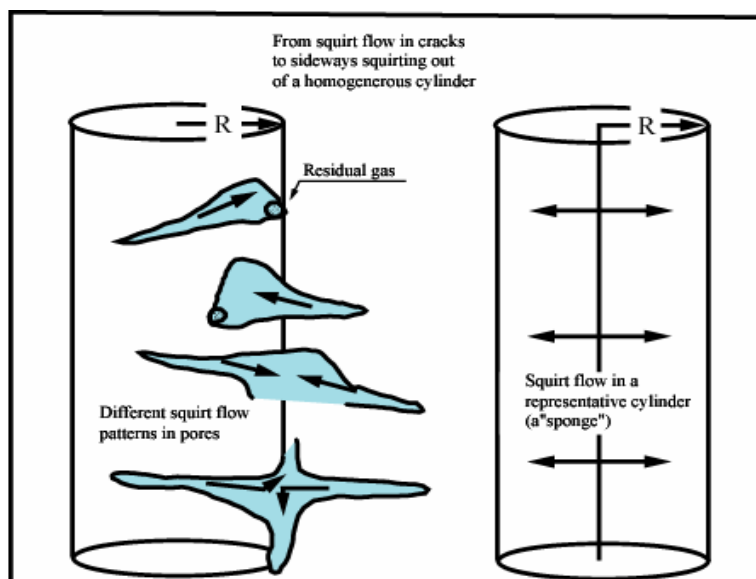


図 3.2-1 Squirt Flow 概念図

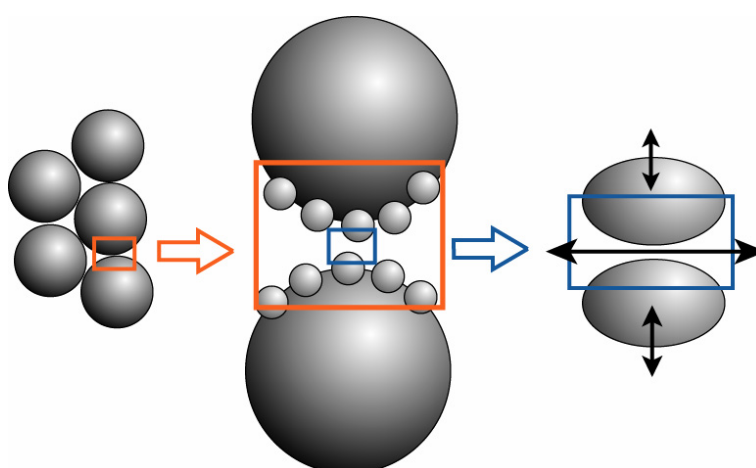


図 3.2-2 Squirt Flow 概念図

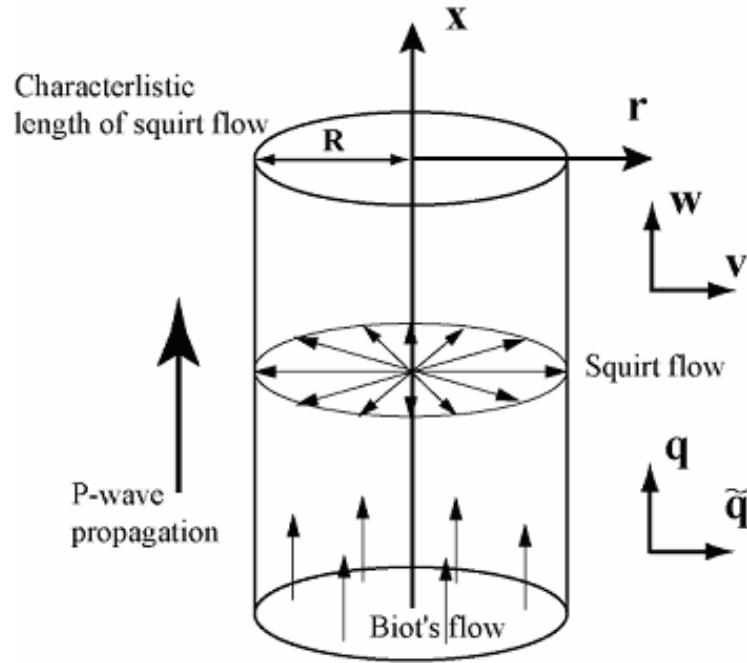


図 3.2-3 Squirt Flow モデル概念図

Squirt Flow を考慮するには、 r 方向を考慮した体積濾過率 \tilde{q} を用いた、2次元軸対象における流体の質量保存式を検討しなくてはならない。質量保存式は以下の式 (3.2-1) となる。

$$\frac{\partial(\rho_f \phi)}{\partial t} + \frac{\partial[\rho_f (q - \phi u_r)]}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_f \tilde{q})}{\partial r} + \frac{\rho_f \tilde{q}}{r} = 0 \quad (3.2-1)$$

ここで \tilde{q} は流体の r 方向への変位 v に関係し、 $\tilde{q} = \phi v_r$ と表される。

方程式 (3.2-8) における線形項のみそのままにしておくと、以下の式を得る。

$$\frac{\phi}{\rho_f} \frac{\partial \rho_f}{\partial t} + \frac{\partial \phi}{\partial t} + \phi \frac{\partial^2 (w - u)}{\partial x \partial t} + \phi \left(\frac{\partial^2 v}{\partial r \partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial t} \right) = 0 \quad (3.2-2)$$

この方程式は方程式 (3.2-2) を 2次元軸対象の流れに対して一般化したものである。

方程式 (3.2-2) に代入することで、圧力 P を変位 u , v , w に関係付けると以下の式となる。

$$P_t = -F \left(w_{xt} + v_{rt} + \frac{1}{r} v_t + \frac{\gamma}{\phi} u_{xt} \right) = 0 \quad (3.2-3)$$

x 方向に対する運動方程式に加えて、 r 方向における運動方程式を得る事ができる。この方程式は、エネルギー損失関数 (Biot, 1956) を用いることで **Lagrange** 方程式から求められる。

$$(\phi \rho_f + \rho_a) v_{tt} + \frac{\mu \phi^2}{k} v_t = -\phi P_r \quad (3.2-4)$$

$$\begin{aligned} v(x, r, t) &= v_0(r) e^{i(lx - \omega t)} \\ P(x, r, t) &= P_0(r) e^{i(lx - \omega t)} \end{aligned} \quad (3.2-5)$$

方程式 (3.2-5) を方程式 (3.2-4) に代入することで、圧力勾配に対する半径方向の流体変位を以下の式に関係付けられる。

$$\frac{\partial P_0}{\partial r} = v_0 \rho_f \omega^2 \left(\frac{\phi + \rho_a / \rho_f}{\phi} + i \frac{\omega_c}{\omega} \right) \quad (3.2-6)$$

x 方向における固体の変位と流体の変位は両方とも、 r に対して平均化された P と v の値によって影響を受けるということを仮定する。言い換えると、平均化された局所的な流れ変数だけが、全体的な **Biot's flow** に影響を与えるということである。それゆえ、 x 方向における固体の変位 u と流体の変位 w を以下の式で表現しなおすことができるのである。

$$\begin{aligned} u(x, t) &= C_1 e^{i(lx - \omega t)} \\ w(x, t) &= C_2 e^{i(lx - \omega t)} \end{aligned} \quad (3.2-7)$$

ここで、 C_1 と C_2 は定数である。

式 (3.2-4) を r 方向に依存する流体の圧力を表現する常微分方程式に変換し、式 (3.2-8) を得る。

$$\begin{aligned}
& \frac{d^2 P_0}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dP_0}{dr} + P_0 \frac{\rho_f \omega^2}{F} \left(\frac{\phi + \rho_a / \rho_f}{\phi} + i \frac{\omega_c}{\omega} \right) \\
& = -il(\gamma C_1 + \phi C_2) \frac{\rho_f \omega^2}{\phi} \left(\frac{\phi + \rho_a / \rho_f}{\phi} + i \frac{\omega_c}{\omega} \right)
\end{aligned} \tag{3.2-8}$$

この方程式を、 $r=L$ における圧力一定の境界条件（例えば、 $P_0=0$ ）を用いて解く。ここで L は円筒形で表される体積の半径であり、圧力平衡に必要な流体の移動距離を意味するパラメータである（Dvorkin はこのパラメータを **Squirt Flow length** と呼び定義している）。その解は、

$$P_0 = -il(\gamma C_1 + \phi C_2) \frac{F}{\phi} \left[1 - \frac{J_0(\lambda r)}{J_0(\lambda L)} \right] \tag{3.2-9}$$

となる。ここで、 J_0 は 0 次の Bessel 関数である。

$$\lambda^2 = \frac{\rho_f \omega^2}{F} \left(\frac{\phi + \rho_a / \rho_f}{\phi} + i \frac{\omega_c}{\omega} \right) \tag{3.2-10}$$

また平均流体圧力は上記の式（3.2-10）で表され、式（3.2-5）と（3.2-7）とを関係付ける。

$$\begin{aligned}
P_{av} &= \frac{1}{\pi R^2} \int_0^R 2\pi r P(x, r, t) \\
&= -F \left[1 - \frac{2J_1(\lambda L)}{\lambda L J_0(\lambda L)} \right] \left(w_{xt} + \frac{\gamma}{\phi} u_{xt} \right)
\end{aligned} \tag{3.2-11}$$

ここで J_1 は 1 次の Bessel 関数である。 t に対して微分を行うことにより、式（3.2-11）から以下の式を得る事ができる。

$$\frac{\partial P_{av}}{\partial t} = -F \left[1 - \frac{2J_1(\lambda L)}{\lambda L J_0(\lambda L)} \right] \left(w_{xt} + \frac{\gamma}{\phi} u_{xt} \right) \tag{3.2-12}$$

前述したように、ここでは平均的な局所流れの圧力 P_{av} は、運動方程式 (3.2-7) における実際の流体の圧力 P として用いる事ができるということを仮定している。

そのため、もし **Squirt flow** の影響を考慮した場合、**Biot** による方程式ではなく方程式 (3.2-12) を運動方程式において用いられなければならない。この違いは、流体と固体の変位の微分に圧力の微分を関係付ける比例係数においてのみである。すなわち、係数は、

$$F_{sq} = F \left[1 - \frac{2J_1(\lambda L)}{\lambda L J_0(\lambda L)} \right] \quad (3.2-13)$$

と表され、この係数が F の代わりに用いられる。すなわち、**BISQ** 理論においては、**Biot** 理論における係数、 $X_{1,2}$, $Y_{1,2}$, A , B , C , は F の代わりに F_{sq} を用いて計算を行い弾性波速度および減衰を求める。

BISQ モデルと **Biot** モデルにおける最も大きな違いは、**Squirt Flow** に起因する流体の圧力を考慮していることである。この違いによって、飽和された岩盤の弾性波速度および減衰における、音波の伝播に対する多孔質弾性体の反応の特徴が著しく変化する。計算式における違いは、波の伝播方向における、固体部分と液体部分の変位に対する流体圧力が関係する係数においてのみである。この係数は式中の F であり、**Biot** 理論においてはこの係数は定数である。一方、**BISQ** 理論ではこの係数に相当するのが F_{sq} であり、この係数は周波数に依存する。

Biot 理論においては、定数である ω_c (**Biot** 理論における characteristic frequency の位相) が弾性波速度と減衰の振動数に対する依存性を決定する。これらの値は以下の式 (3.2-14) に依存している。

$$\frac{\omega_c}{\omega} = \frac{\mu\phi}{k\rho_f\omega} \quad (3.2-14)$$

BISQ 理論においては、新しい変数として式 (3.2-15) で表される λL が加えられる。

$$\lambda L = \sqrt{L^2 \frac{\rho_f \omega^2}{F} \left(\frac{\phi + \rho_a / \rho_f}{\phi} + i \frac{\omega_c}{\omega} \right)} \quad (3.2-15)$$

この式には、圧力平衡に必要な流体の移動距離を意味するパラメータを示す L が含まれている。式から明らかなように、 L の増加に伴って、 F_{sq} は F に近づき、それに伴い BISQ 理論を用いた結果は Biot 理論を用いた結果に近づいていく。これは、パラメータ L が大きくなるということは、Squirt Flow 現象を引き起こす r 方向における局所的な不均質性が消えるということの意味しており、そのため流体の流れは本質的に Biot モデルによって議論されている 1 次元流れのモデルとなるためである。

以下の式 (3.2-16) を満たす場合

$$\frac{\omega_c}{\omega} = \frac{\mu\phi}{k\rho_f\omega} \gg 1 \quad (3.2-16)$$

式 (3.2-21) を近似することで弾性波速度、および減衰を以下に示す式を用いて求めることができる。

$$V_p = \frac{1}{\text{Re}(\sqrt{Y})}, \quad a = \omega \text{Im}(\sqrt{Y}) \quad (3.2-17)$$

ここで、式 (3.2-16) を満たす場合には、以下の式 (3.2-18) を用いて弾性波速度および減衰を求める。

$$Y = \frac{\rho_s(1-\phi) + \rho_f\phi}{M + F_{sq}\alpha^2/\phi}, \quad F_{sq} = F \left[1 - \frac{2J_1(\xi)}{\xi J_0(\xi)} \right], \quad (3.2-18)$$

$$\xi = \sqrt{i} \sqrt{\frac{L^2\omega}{\kappa}}, \quad \kappa = \frac{kF}{\mu\phi}$$

この場合以下に示す式 (3.2-19) によって、弾性波速度と減衰の振動数に対する依存性が決定される。

$$\xi = \sqrt{i} \sqrt{\frac{L^2\omega}{\kappa}}, \quad \kappa = \frac{kF}{\mu\phi} \quad (3.2-19)$$

以上の式で得られる近似を用いて算出した弾性波速度の前述した Biot 理論との大きな違いは、弾性波が透過する地盤の透水係数が小さくなるに従って、Biot 理論ではその弾性波速度の分散周波数が大きくなるのに対して、BISQ 理論においては、それとは逆に地盤の透水係数が小さくなるにつれて、弾性波速度の分散周波数も小さくなる。このことは、この二つの理論において分散周波数の透水係数への依存の仕方が逆の傾向を持つことを意味している。ただし、どちらも空隙率や S squirt Flow Length というパラメータが関与しており、それらを求めなければ透水係数を求めることはできない。

図 3.2-4 に BISQ 理論を用いて描いた周波数と弾性波速度の関係を表した理論曲線を示す。周波数－弾性波速度の関係における分散周波数を f_{bisq} とすると、 f_{bisq} は式 (3.2-20) より求めることが出来る。

$$f_{bisq} \cong \frac{K_f k}{2\pi\mu\phi L^2} \quad (3.2-20)$$

この周波数 f_{bisq} は図 3.2-3 において矢印で示された周波数であり、弾性波速度の遅い方の速度 (V_0) から速い方の速度 (V_∞) に変化する際の変曲点を示している。式(3.2-10)で示したパラメータ L は、Dvorkin & Nur(1993)では、Squirt Flow (波動の伝播方向に対して直交する方向の水の流れ)を、弾性波の伝播方向に対して直交する方向における間隙の平均的な広がりと考えている。この考えによれば、パラメータ L はの値は、構成する岩石の粒径や細孔の半径等に関係すると考えられる。Dvorkin et. al.(1994)では、砂岩の平均粒径として扱っており、Yamamoto(2003)は、 L の値を粒径の 2 倍程度として扱っている。一般に間隙や亀裂が大きくなると透水係数も大きくなると考えられるため、式(3.2-20)で示した k と流体が移動する距離 L が大きくなり、結果として 2 乗で変化する L^2 によって分散周波数は小さくなることがわかる。

次に、この式 (3.2-20) を変形して式 (3.2-21) を導き、透水係数と分散周波数との関係が得られる。

$$k \cong \frac{2\pi f_{bisq} \mu \phi L^2}{K_f} \quad (3.2-21)$$

この関係を用いて、対象とする岩盤に対して物理探査により測定された弾性波速度の分散現象から、その分散周波数を求め、透水係数を算出する理論を BISQ 理論と呼ぶ。

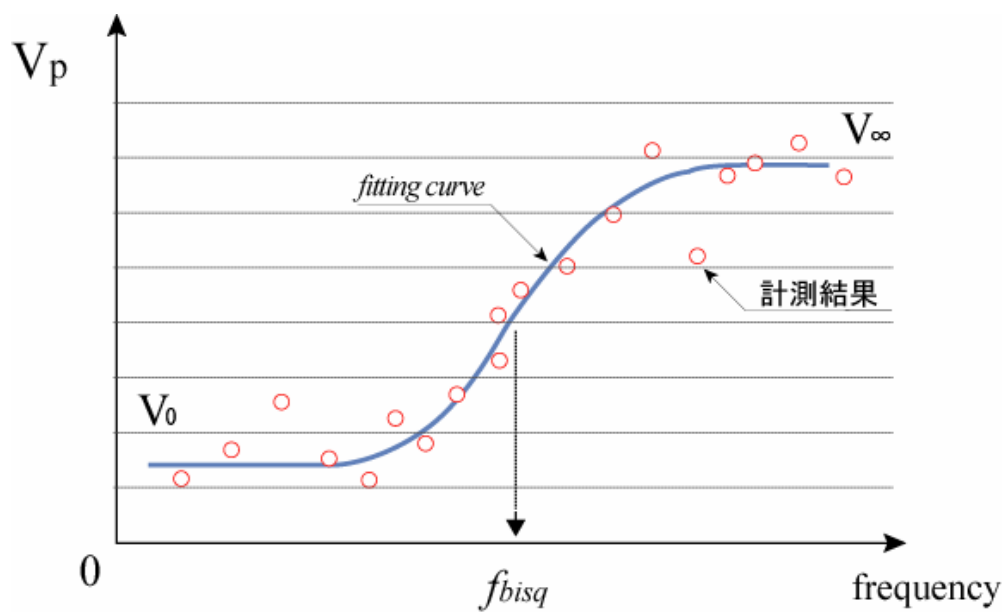


図 3.2-4 BISQ 理論概念図

4. 室内実験および数値解析による速度分散現象の把握

4.1 室内実験の目的

室内試験は、弾性波分散現象と岩石の透水係数との関係を確認することを目的とした。Biot の理論によれば、透水係数は、間隙率に比例し、分散周波数に反比例する。また、BISQ 理論によれば、透水係数は、Squirt Length ; パラメータ L (第3章を参照) の2乗に反比例する。そこで、これら理論の適合性を確認するために、組成や間隙率が異なる岩石サンプルを用いて、周波数毎の弾性波速度を計測することで、弾性波の速度分散現象を確認し、その分散周波数から岩石の透水係数を推定できるかどうかを確認した。

4.2 室内試験準備

4.2.1 岩石サンプルの種類

本実験の対象とした岩石とその寸法の一覧を表 4.2.1-1 に示す。これらの岩石は、わが国の地質を代表する堆積岩として、砂岩、珪藻質泥岩、泥岩、凝灰岩を用いた。また、結晶質岩の代表として花崗岩を用いた。この際、稲田花崗岩については、間隙率の異なるサンプルを製作するために、熱処理を事前に行った（熱処理方法の詳細は、後述する）。真鍮とステンレスは、流体が含まれない媒体の弾性波速度が周波数に対して依存性がないこと、つまり、Biot 理論及び BISQ 理論で予測された弾性波速度の分散現象（周波数の増加にともない、弾性波速度が増加するという傾向）がないことの確認のために用いた。

なお、これ以降、それぞれの実験結果については、「岩石サンプル名」により表記する。

表 4.2.1-1 実験の対象とした岩石の一覧

岩種	岩石名	岩石サンプル名	数量	供試体寸法	備 考
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩 1	1	直径 50mm 高さ 50mm	
		多胡砂岩 2	1	直径 50mm 高さ 100mm	
	泥岩	泥岩	1	直径 50mm, 高さ 50mm	飯山トンネル (膨張性地山)
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	1	直径 50mm, 高さ 50mm	珠州市
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	1	直径 50mm, 高さ 50mm	船生石（玉生石）塩谷郡塩 谷町船生
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩 1, 2, 3	3	直径 50mm, 高さ 100mm	
	硬質頁岩	硬質頁岩	1	直径 50mm, 高さ 100mm	
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	1	直径 50mm, 高さ 50mm	
	花崗岩	破碎部含む花崗 岩	1	80mm×100mm×100mm	スイス Nagra ^{*)} の地下実験 施設内で採取した岩石
	稲田花崗岩	稲田花崗岩 1 (温度)	6	直径 50mm, 高さ 150mm	温度＝熱処理した温度 (100, 150, 250, 300, 400, 500℃) をそれぞれ示す。
		稲田花崗岩 2 (温度)	3	直径 50mm, 高さ 100mm	温度＝熱処理した温度 (0, 300, 600℃) をそれぞれ示 す。
その他	真鍮	真鍮	1	直径 50mm, 高さ 150mm	Cu : Zn = 7 : 3
	ステンレス	ステンレス	2	直径 50mm, 高さ 100mm	SUS304

*) スイス Nagra=スイス放射性廃棄物管理共同組合 : National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste

4.2.2 稲田花崗岩の熱処理方法

稲田花崗岩（稲田花崗岩 1, 2 とともに）については、間隙率と弾性波速度との関係等を確認するために、間隙率の異なるサンプルを加熱処理することにより作製した。この岩石の主成分は石英、アルカリ長石、斜長石および黒雲母であり、それらのモード組成はそれぞれ 36,28,32 および 4%である。このサンプルを加熱して、微小亀裂を発生させることで間隙率を変化させることとした。なお、石英、アルカリ長石および斜長石は最大粒径 5mm で、2～4mm のものが多く、黒雲母は最大粒径 3mm で、普通 1mm 以下である。

本実験においては、まず 3 方向の面に対し平行に切り出した 30cm×30cm×30cm の立方体の稲田花崗岩を分割することによって直方体の供試体（15cm×10cm×7.5cm）24 個を作製した（図 4.2.2-1）。稲田花崗岩は互いにほぼ直交する 3 つの割れやすい面が存在し、割れやすい

順にそれぞれ rift plane, grain plane および hardway plane と呼ばれている。直方体の供試体作製の際には、長軸（辺長 15cm の方向）に直交する面を最も割れやすい rift plane とした。

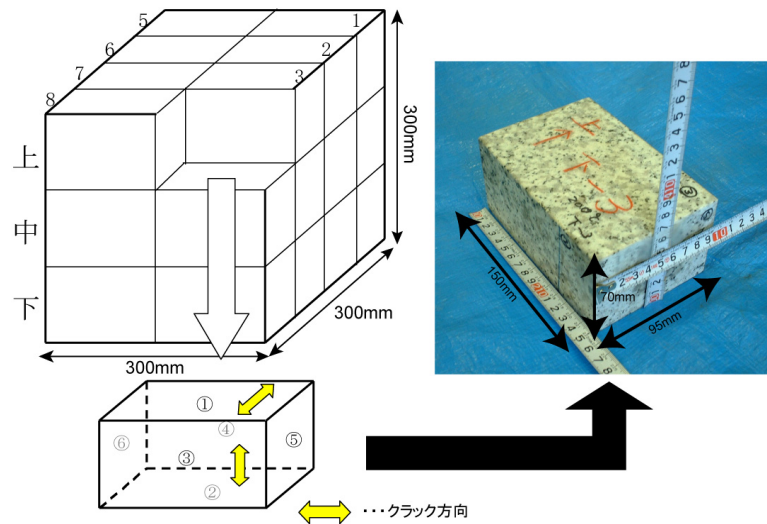
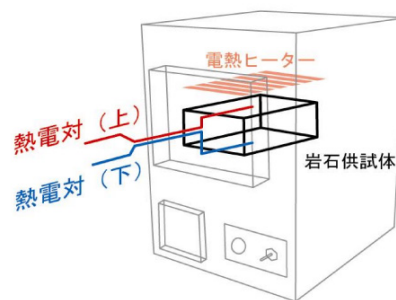
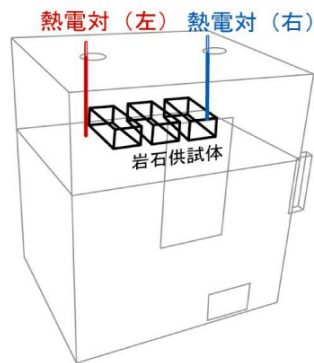


図 4.2.2-1 直方体の供試体の作製

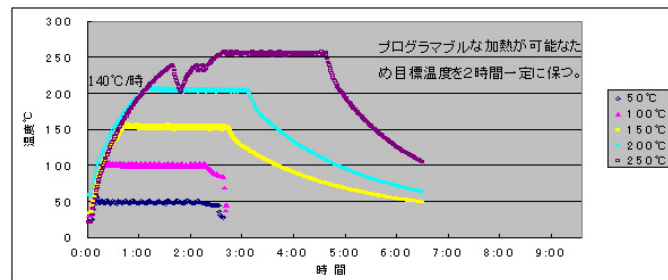
次に各直方体の供試体に対し、50～600℃の高温履歴を加えた。この際、履歴温度 50～250℃までは、プログラマブルに温度管理が可能な空気攪拌式加熱炉 A、250～600℃までの加熱には非プログラマブル・電熱式の加熱炉 B の 2 種類を使用した（図 4.2.2-2）。加熱炉 A はプログラム設定が可能のため、最高加熱温度を 2 時間持続した。一方、加熱炉 B ではプログラムによる温度管理ができなかったため、温度計による温度管理を行った。各直方体の供試体の加熱履歴を図 4.2.2-3 に示す。



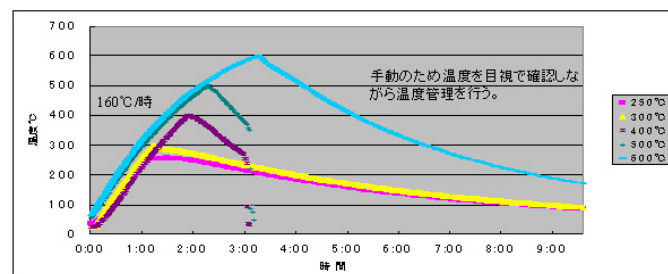
加熱炉A (空気攪拌式、50～250℃)

加熱炉B (電熱式、250～600℃)

図 4.2.2-2 使用した加熱炉の概要



加熱炉Aによる花崗岩加熱試験(50～250℃)



加熱炉Bによる花崗岩加熱試験(250～600℃)

図 4.2.2-3 直方体の供試体に対する加熱履歴

加熱（熱処理）後の直方体供試体の状況を図 4.2.2-4 に示す。本図より、履歴温度が高くなるにつれて、結晶質部が白色に変質していく様子が確認できる。

さらに、これら直方体の供試体から $\phi 5\text{cm} \times 15\text{cm}$ の円柱状のサンプルを製作し、以降の弾性波速度測定等に使用した。



図 4.2.2-4 熱処理後の直方体供試体の状況

4.3 物性値に関する試験

本実験では、物性値に関する試験として、密度の測定、間隙率の測定と超音波速度測定を各岩石サンプルに対して行った。以下、その方法と結果について記述する。

4.3.1 試験方法

(1) 密度の測定

密度（飽和状態）の測定は、地盤工学会の「岩の調査と試験」に準拠して実施した。測定手順は、以下のとおりである。

- ① 試料の見掛け質量(M)を測定した。
- ② 直円柱の試料の場合、試料の直径と高さをノギスで測定した。
- ③ 試料を 12 時間以上かけて水浸および真空脱気を質量変化がなくなるまで行い、飽和状

態にした。

- ④ 試料を金属かごに入れ、電子天秤で飽和水浸時の質量(M_{sub})を測定した。
- ⑤ 試料を水浸容器から取り出し、表面水を湿った布で拭き取った。この際、表面水だけを拭き取るように留意した。さらに、試料の表面乾燥飽和状態の質量(M_{sat})を測定した。
- ⑥ 試料の質量が一定になるまで炉乾燥した後（24 時間以上，60℃），乾燥デシケータ内で室温まで冷却し、試料の粒子質量(M_s)を測定した。

これら測定した質量等を用いて、（飽和状態）密度(ρ_{sat})を次式により算出した。

$$\rho_{sat} = \frac{M_s + V_v \rho_w}{V} \quad (\text{kg/m}^3)$$

$$\text{ただし、見掛け体積：} V = \frac{M_{sat} - M_{sub}}{\rho_w} \quad (\text{m}^3), \quad \rho_w : \text{水の単位体積重量}(\text{kg/m}^3)$$

$$V_v : \text{空隙の体積}(\text{m}^3)$$

(2) 間隙率の測定

密度（飽和状態）の測定は、同じく ISRM 指針に準拠した方法と水銀圧入法による方法のどちらか 1 つの方法で実施した。

測定手順は、以下のとおりである。

- ① 供試体を温度 60℃にて 24 時間以上乾燥した後（質量変化が無くなるまで），乾燥デシケータ内で室温まで冷まし、乾燥重量（ W_1 ）を測定した。
- ② 試料を 72 時間以上浸水および真空脱気を行い（質量変化が無くなるまで），強制湿潤状態の水中質量（ W_2 ）と空中重量（ W_3 ）を測定した。
- ③ 測定した各質量（ W_1, W_2, W_3 ）を用いて、有効間隙率を次式により算出した。

$$\text{有効間隙率} = \frac{W_3 - W_1}{W_3 - W_2} \times 100(\%)$$

また、水銀圧入式による方法は、岩石の間隙率および細孔分布を測定するために水銀圧入式ポロシメータによる測定を行った。水銀は圧入圧力が加わらなければ、試料の孔細に進入せず、圧入圧力が水銀の表面張力による抵抗を超えると水銀が細孔に進入する。この性質を利用し圧入圧力と水銀の圧入量を測定することにより、試料内部の間隙率及び細孔の寸法分布が得られる。測定方法は以下のとおりである。

- ① 真空状態にした供試体入りディラトメーターに水銀を満たし、ディラトメーターをオートグレーブにセットし圧力を 0MPa から約 413MPa まで上昇させた。昇圧過程は約 1 時間程度で、供試体に圧入した水銀の体積は静電容量方式で測定した。
- ② 水銀が進入する場合、次式が成立する。

$$PA = S\sigma \cos \theta$$

ここで、 P ：圧入圧力， A ：細孔断面の面積， S ：周囲の長さ

σ ：表面張力， θ ：水銀の接触角

細孔が亀裂であり、またその断面形状が長方形であると仮定すると、上式は以下のよう
に書き換えることができる。

$$lw/(l+w) = 2\sigma \cos \theta / P$$

ここで、 l ：亀裂の長さ， w ：亀裂の幅

また、亀裂の幅がその長さに比べてはるかに小さい場合($w \gg l$)，上式は次式でさらに近似できる。

$$w = 2\sigma \cos \theta / P$$

なお、測定結果の一例を図 4.3.1-1 に示す。

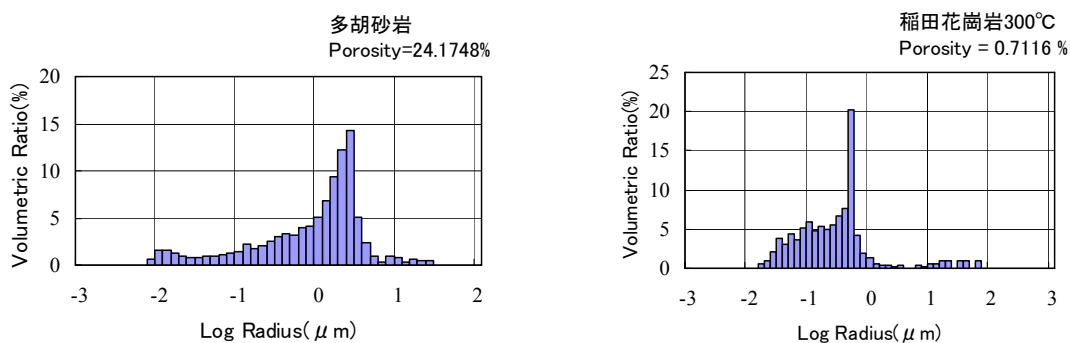


図 4.3.1-1 水銀圧入方式による間隙率の測定結果の一例（細孔分布）

(3) 超音波速度測定

超音波速度測定は、地盤工学会基準「パルス透過法による岩石の超音波速度測定方法」(JGS1220-1998) に準拠して行い、供試体の動弾性係数、動せん断弾性係数と動ポアソン比を求めた。測定手順は次のとおりである。

- ① P波用またはS波用の発振子と受振子の間に供試体を挟み、振動子を供試体に密着した。
- ② 超音波パルスを発生させ、受振した波の初動の立ち上がりが鋭いことを確認した。
- ③ 透過した波の立ち上がり部分から初動を読み取った。
- ④ 同一供試体において発振子と受振子の位置を入れ替えて、再度測定した。
- ⑤ 供試体の動ポアソン比 ν_d 、動せん断弾性係数 G_d と動弾性係数 E_d は、次の式により算出した。

$$\nu_d = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2\{(V_p/V_s)^2 - 1\}}$$

$$G_d = \rho_t \cdot V_s^2 \quad (\text{kN/m}^2)$$

$$E_d = 2(1 + \nu_d) \cdot G_d \quad (\text{kN/m}^2)$$

ここで、 V_p :P波速度 (m/s), V_s :S波速度 (m/s), ρ_t :測定状態における供試体の密度(g/cm³)

4.3.2 試験結果

物性値に関する試験結果を表 4.3.2-1～表 4.3.2-3 にそれぞれ示す。これら試験結果のうち、稲田花崗岩 1 と稲田花崗岩 2 の間隙率の結果を見ると、履歴温度が高いほど間隙率が大きく、所期の目的を達成できたことが確認できる。

表 4.3.2-1 密度（飽和状態）の測定結果

岩種	岩石名	岩石サンプル名	直径 (mm)	高さ (mm)	体積 (mm ³)	重量 (g)	密度 (g/cm ³)
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩1	49.49	99.92	1.92×10^{-4}	403.79	2.181
		多胡砂岩2	49.49	99.92	1.92×10^{-4}	422.30	2.197
	泥岩	泥岩	49.54	99.90	1.92×10^{-4}	383.68	2.196
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	49.61	100.16	1.93×10^{-4}	258.48	1.332
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	49.79	100.29	1.95×10^{-4}	374.67	1.925
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩1	59.87	121.40	3.42×10^{-4}	533.26	1.560
		軽石凝灰岩2	59.38	120.52	3.33×10^{-4}	528.41	1.583
		軽石凝灰岩3	59.53	120.10	3.33×10^{-4}	533.02	1.595
	硬質頁岩	硬質頁岩	50.00	100.16	1.97×10^{-4}	370.45	1.884
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	49.81	100.00	1.94×10^{-4}	517.53	2.664
	花崗岩	破碎部含む花崗岩	51.60	100.62	2.10×10^{-4}	516.80	2.670
	稲田花崗岩	稲田花崗岩 2 (0℃)	49.74	103.54	2.01×10^{-4}	524.12	2.605
		稲田花崗岩 2 (300℃)	51.90	99.95	2.11×10^{-4}	552.35	2.612
		稲田花崗岩 2 (600℃)	52.49	101.52	2.20×10^{-4}	558.59	2.543

表 4.3.2-2 間隙率の測定結果

岩種	岩石名	岩石サンプル名	測定方法	有効間隙率(%)	備 考
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩1	ISRM 指針	25.7	
		多胡砂岩2	水銀圧入式	24.17	
	泥岩	泥岩	ISRM 指針	36.5	
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	ISRM 指針	75.8	
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	ISRM 指針	38.5	
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩1	水銀圧入式	55.53	
		軽石凝灰岩2	水銀圧入式	54.21	
		軽石凝灰岩3	水銀圧入式	53.98	
	硬質頁岩	硬質頁岩	水銀圧入式	37.92	
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	ISRM 指針	0.837	
	花崗岩	破砕部含む花崗岩	ISRM 指針	2.15	
	稲田花崗岩	稲田花崗岩1(100℃)	ISRM 指針	0.888	
		稲田花崗岩1(150℃)	ISRM 指針	0.988	
		稲田花崗岩1(250℃)	ISRM 指針	0.967	
		稲田花崗岩1(300℃)	ISRM 指針	1.124	
		稲田花崗岩1(400℃)	ISRM 指針	1.347	
		稲田花崗岩1(500℃)	ISRM 指針	1.789	
		稲田花崗岩2(0℃)		0.477	
		稲田花崗岩2(300℃)	水銀圧入式	0.712	
		稲田花崗岩2(600℃)	水銀圧入式	5.5	

表 4.3.2-3 超音波速度測定の結果（飽和状態）

岩種	岩石名	岩石サンプル名	動弾性係数 (MN/m ²)	せん断係数 (MN/m ²)	動ポアソン比	備 考
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩1	14300	5310	0.350	
		多胡砂岩2	14300	5310	0.350	
	泥岩	泥岩	1720	589	0.459	
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	254	85.3	0.486	
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	4010	1440	0.391	
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩1	1550	535	0.450	
		軽石凝灰岩2	1640	566	0.449	
		軽石凝灰岩3	1610	555	0.451	
	硬質頁岩	硬質頁岩	4590	1660	0.384	
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	74200	33400	0.111	
	花崗岩	破砕部含む花崗岩	8700	17000	0.250	基岩部のみ
	稲田花崗岩	稲田花崗岩1(温度)	—	—	—	測定せず
		稲田花崗岩2(0℃)	—	—	—	測定せず
		稲田花崗岩2(300℃)	41300	16500	0.253	
		稲田花崗岩2(600℃)	27100	11000	0.237	

4.4 透水試験

各岩石サンプルの透水性を把握するために、室内透水試験を行った。

4.4.1 試験方法

実施した室内透水試験は表 4.4.1-1 に示すとおり変水位法、定水位とトランジェントパルス法を実施した。

変水位法と定水位法は、社団法人 地盤工学会編「岩の調査と試験」(室内透水試験, 側面ゴムスリーブ等で覆い水圧で拘束)に準拠して行った。これらの方法は、供試体側面をゴムスリーブで覆い、初期水頭差と側圧を加えた状態で、二重管式体積計から下部加圧板を通して供試体に通水し、このときの二重管式体積計の水位と経過時間から次式を使って透水係数 k を算定する方法である。なお、変水位法の場合には、3回の平均値を透水係数とした。

$$(\text{変水位法の場合}) \quad k = \frac{aL}{A(t_2 - t_1)} \ln \frac{h_1}{h_2} \quad (\text{cm/s})$$

$$(\text{定水位法の場合}) \quad k = \frac{L}{H} \cdot \frac{Q}{A(t_2 - t_1)} \quad (\text{cm/s})$$

ここで、 A : 試料の断面積(cm^2), L : 試料の高さ(cm)

a : スタンドパイプの断面積(cm^2), Q : 測定流量(cm^3/s)

h_1, h_2 : 測定時刻 $t_1, t_2(\text{s})$ のときのスタンドパイプの水頭(cm)

トランジェントパルス法は、稲田花崗岩のような極めて低透水性を有する岩石に対しても短時間で評価可能な試験方法である。本方法は、試料と体積が既知の二つの貯蔵槽からなる装置を使って、まず、初期状態でそれぞれの貯蔵槽を等圧力状態にしておく。その後、一方の貯蔵槽内に圧力パルス ΔP を与えると、時間の経過とともに試料内の動水勾配が変化し、他方の貯蔵槽に圧力伝播が生じ、最終的に両方の貯蔵槽内の水圧が漸近して一定圧力に収束する。透水係数 k は、この間の圧力と時間の関係から次式を使って求めることができる。なお、トランジェントパルス法は1回の測定値を透水係数とした。

$$P_1 - P_f = \Delta P \cdot \frac{V_2}{V_1 + V_2} \cdot e^{-\alpha} \quad (\text{cm/s})$$

$$\alpha = \frac{kA}{\mu\beta L} \cdot \frac{V_1 + V_2}{V_1 - V_2}$$

ここで, P_1 , V_1 : 圧力パルスを与える容器の圧力(kPa)および体積(cm^3)

P_2 , V_2 : 圧力パルスを与えない容器の圧力(kPa)および体積(cm^3)

P_f : 圧力の収束値(kPa), t : 時間(s)

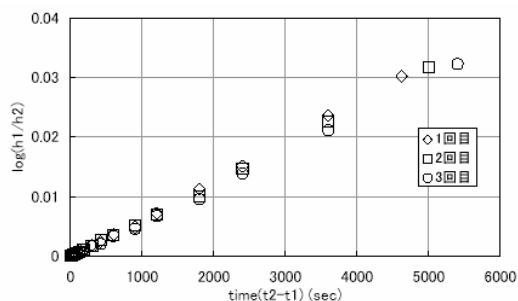
μ : 流体の粘性係数 (センチポアズ), β : 流体の圧縮率(kPa)

表 4.4.1-1 実施した室内透水試験の一覧

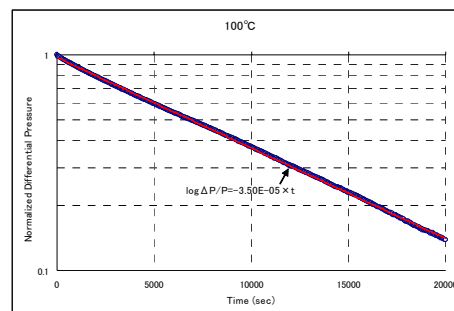
岩種	岩石名	岩石サンプル名	適用した試験法	備 考
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩1	変水位法	
		多胡砂岩2	変水位法	
	泥岩	泥岩	変水位法	
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	変水位法	
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	変水位法	
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩1	変水位法	
		軽石凝灰岩2	変水位法	
		軽石凝灰岩3	変水位法	
	硬質頁岩	硬質頁岩	(試験せず)	岩石コアを採取したボーリング孔内で原位置透水試験を実施
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	トランジェントパルス法	
	花崗岩	破碎部含む花崗岩	定水位法	
	稲田花崗岩	稲田花崗岩1(温度)	トランジェントパルス法	
		稲田花崗岩2(温度)	変水位法	稲田花崗岩2(0°C)除く

4.4.2 試験結果

透水試験の結果の一例を図 4.4.2-1 に, 試験により得られた透水係数の一覧を表 4.4.2-1 にそれぞれ示す。透水係数の結果のうち, 稲田花崗岩の場合には, 高温の熱処理を行ったほど, (2~3 オーダー程度) 透水係数が大きく (透水性が良く) なり, 所期の目的を満たしていることが確認できる。



(1)変水位法 (多胡砂岩)



(2)トランジェントパルス法 (稲田花崗岩 1)

図 4.4.2-1 透水試験の結果の一例

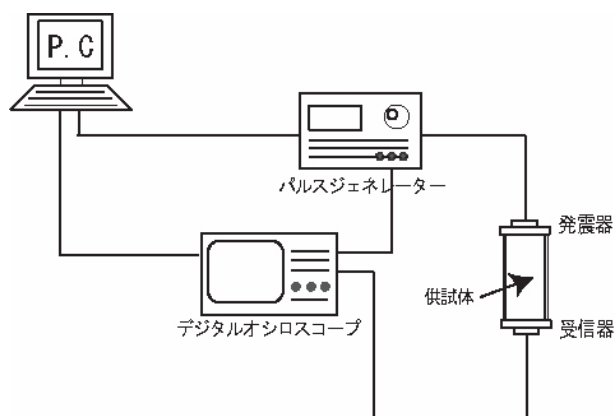
表 4.4.2-1 透水試験の結果

岩種	岩石名	岩石サンプル名	透水係数 (cm/s)	備 考
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩1	2.61×10^{-6}	
		多胡砂岩2	2.61×10^{-6}	
	泥岩	泥岩	5.91×10^{-9}	
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	3.63×10^{-7}	
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	2.69×10^{-9}	
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩1	1.16×10^{-5}	
		軽石凝灰岩2	7.44×10^{-6}	
		軽石凝灰岩3	3.83×10^{-6}	
	硬質頁岩	硬質頁岩	$1 \times 10^{-5} \sim 10^{-6}$	岩石コアを採取したボーリング孔内で原位置透水試験を実施
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	2.19×10^{-10}	
	花崗岩	破碎部含む花崗岩	6.68×10^{-8}	
	稲田花崗岩	稲田花崗岩1 (100℃)	1.10×10^{-9}	
		稲田花崗岩1 (150℃)	1.01×10^{-9}	
		稲田花崗岩1 (250℃)	5.88×10^{-9}	
		稲田花崗岩1 (300℃)	1.05×10^{-8}	
		稲田花崗岩1 (400℃)	4.94×10^{-8}	
		稲田花崗岩1 (500℃)	1.21×10^{-7}	
		稲田花崗岩2 (0℃)	1.10×10^{-9}	
		稲田花崗岩2 (300℃)	2.25×10^{-8}	
		稲田花崗岩2 (600℃)	3.35×10^{-5}	

4.5 異なる周波数による弾性波速度測定

4.5.1 測定方法

各岩石供試体とステンレス・真鍮の複数周波数に対する弾性波速度を把握するために、弾性波速度測定を行った。この際、図 4.5.1-1～図 4.5.1-4 に示す 4 種類の測定システムを使って測定した。また、使用した計測システム一覧を表 4.5.1-1 に、計測システムの仕様を表 4.5.1-2 に示す。なお、測定は地盤工学会基準「パルス透過法による岩石の超音波速度測定方法」(JGS1220-1998) に従った。破砕帯を含む岩石サンプルについては、水中でサンプルの 3 方向の弾性波速度を測定した。

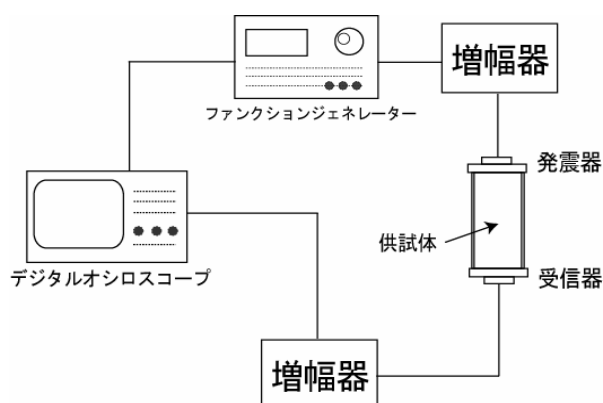


(1)計測システムの概要



(2)計測状況

図 4.5.1-1 計測システム 1 による弾性波測定試験の概要

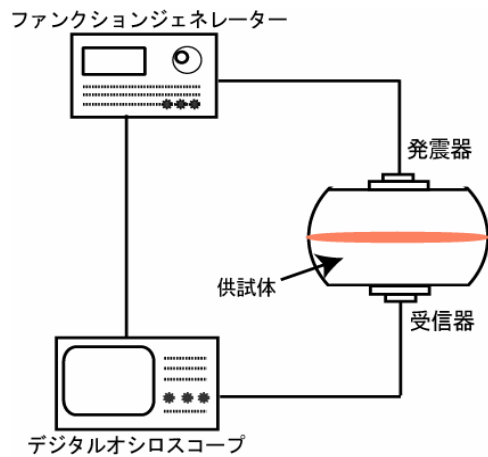


(1)計測システムの概要



(2)計測状況

図 4.5.1-2 計測システム 2 による弾性波測定試験の概要

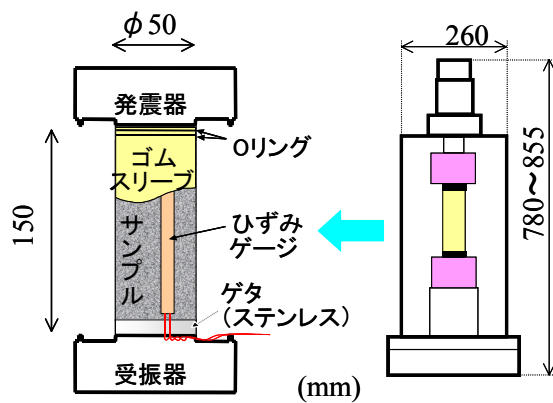


(1) 計測システムの概要



(2) 計測状況

図 4.5.1-3 計測システム 3 による弾性波測定試験の概要



(1) 計測システムの概要



(2) 計測状況

図 4.5.1-4 計測システム 4 による弾性波測定試験の概要

表 4.5.1-1 使用した計測システム一覧

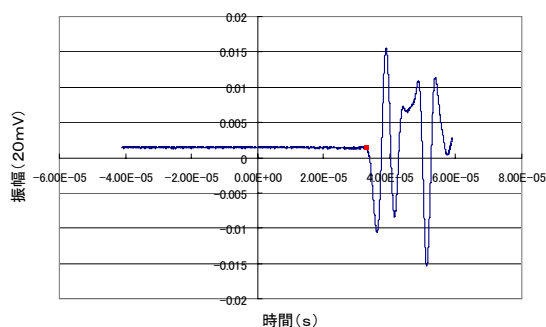
岩 種	岩石名	システム名	備 考
堆積岩	多胡砂岩 1	計測システム 1	
	多胡砂岩 2	計測システム 2	
	泥岩	計測システム 1	
	珪藻泥岩	計測システム 1	
	緑色凝灰岩	計測システム 1	
	軽石凝灰岩	計測システム 2	
	硬質頁岩	計測システム 2	
結晶質岩	大島花崗岩	計測システム 1	
	破砕部含む花崗岩	計測システム 3	3 箇所 (破砕部に平行方向, 破砕部に垂直方向, 基岩部) で測定
	稲田花崗岩 1 (温度)	計測システム 4	
	稲田花崗岩 2 (温度)	計測システム 2	
その他	真鍮	計測システム 4	
	ステンレス	計測システム 1	

表 4.5.1-2 計測システムの仕様

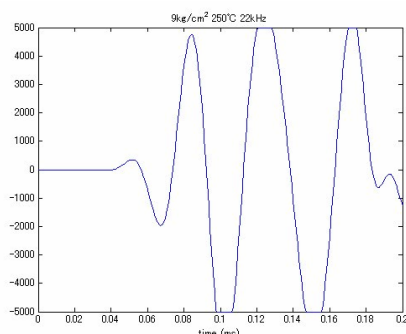
項 目	仕 様			
	計測システム 1	計測システム 2	計測システム 3	計測システム 4
使用した振動子	6 種類 (100kHz, 200kHz, 400kHz, 500kHz, 1.0MHz, 1.32MHz, 2.25MHz)	(軽石凝灰岩) 6 種類 (40kHz, 100kHz, 250kHz, 1.0MHz, 2.25MHz, 5.0MHz) (軽石凝灰岩以外) 6 種類 (40kHz, 100kHz, 200kHz, 400kHz, 500kHz, 1.0MHz)	9 種類 (100kHz, 155kHz, 200kHz, 400kHz, 465kHz, 500kHz, 1.0MHz, 1.32MHz, 2.25MHz)	8kHz~156kHz
計測した周波数	100kHz~2.25MHz 内の 6 種類	(軽石凝灰岩) 30~5000kHz の 20 種類 (軽石凝灰岩以外) 30~1100kHz の 19 種類	100kHz~2.25MHz 内の 9 種類	10kHz~1.0MHz 内の 20 種類
振動子の圧着力	141.82 kN/m ²			24.5kN/m ² 以下
サンプリング間隔	0.1 μ sec.~10nsec.			0.2 μ sec.

4.5.2 弾性波速度測定の結果

弾性波速度測定において得られた波形記録の一例を図 4.5.2-1 に示す。本図に示すように、明瞭に初動を確認することができた。また、初動の読み取り精度を上げるために、初動付近の波形を拡大しても読み取った。また、波形の再現性をチェックするために、発振と受振を入れ替えて最測定した。



(1) 計測システム 2 による場合



(2) 計測システム 4 による場合 (200°C熱処理)

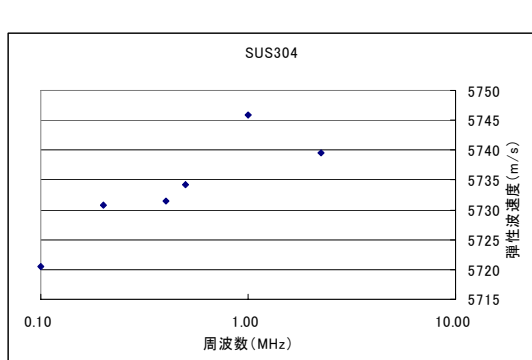
図 4.5.2-1 弾性波速度測定結果の一例

4.6 弾性波速度の周波数依存性

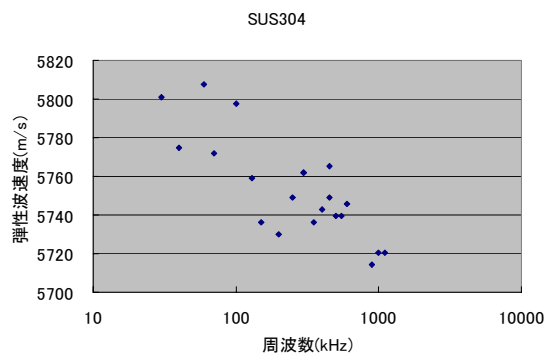
4.6.1 測定系の確認

ステンレスと真鍮の場合に得られた弾性波速度と周波数の関係を図 4.6.1-1 に示す。本図のうち、(2)と(3)の場合は、周波数の増加にともない、弾性波速度が減少しており、Biot 理論と BISQ 理論（周波数の増加にともない、弾性波速度が増加する傾向）に反する。また、(1)の場合は、周波数の増加にともない、弾性波速度が増加している。しかし、弾性波速度の変化率（（測定最大速度－測定最小速度）／平均測定速度）は 0.45%であり、周波数に対して弾性波速度がほとんど変化していないと言える。

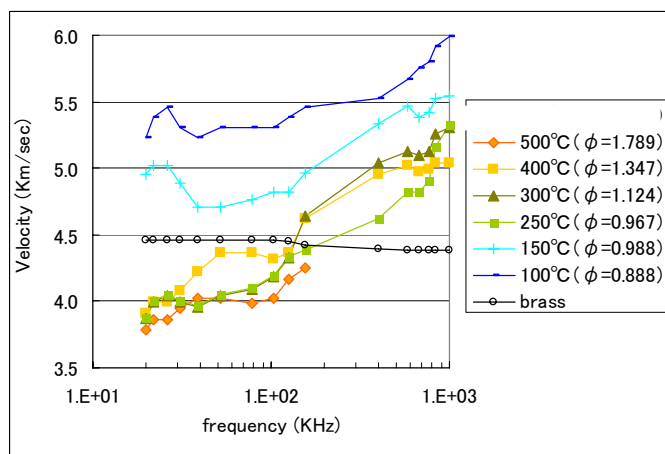
よって、弾性波速度測定系には弾性波速度の周波数依存性は認められないと判断した。



(1)ステンレス（１回目）の場合



(2)ステンレス（２回目）の場合

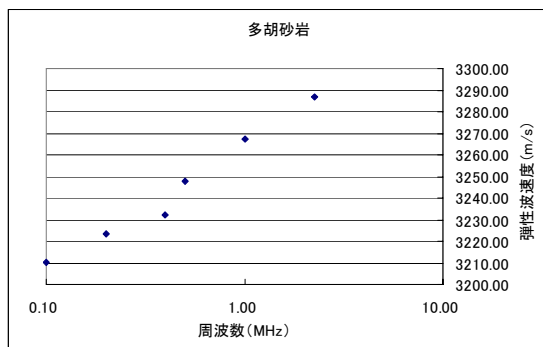


(3)真鍮の場合

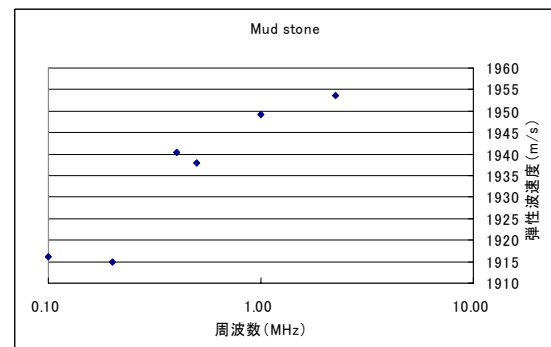
図 4.6.1-1 弾性波速度と周波数の関係（ステンレスと真鍮の場合）

4.6.2 堆積岩の場合

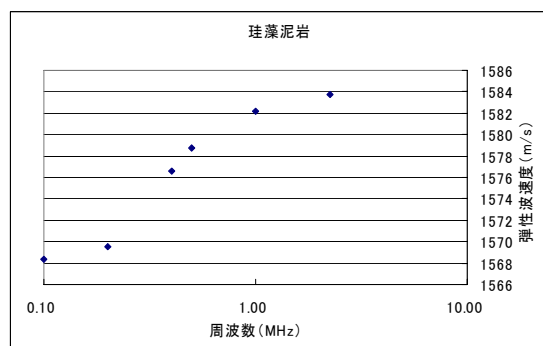
堆積岩の場合に得られた弾性波速度と周波数の関係を図 4.6.2-1 に示す。いずれの岩石の場合にも、周波数の増加にともない、弾性波速度が増加する傾向が確認できる。よって、堆積岩の場合には弾性波速度の分散現象が生じたと判断した。なお、弾性波速度の変化率は1.5～3.5%程度であり、岩種によって弾性波速度の変化にも違いがあることが確認できる。なお、この周波数と弾性波速度の関係の違いが、Biot 理論や BISQ 理論で論じられている岩石の透水性や間隙率等の違いによるものかどうかは、次節以降で確認を行う。



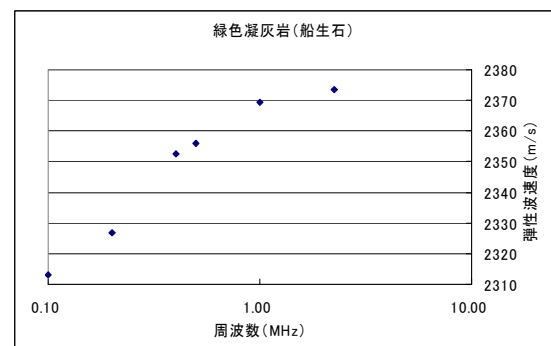
(1)多胡砂岩



(2)泥岩

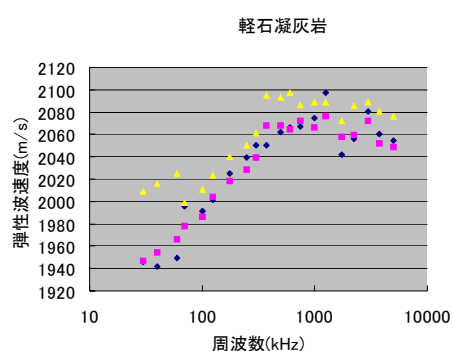


(3)珪藻泥岩

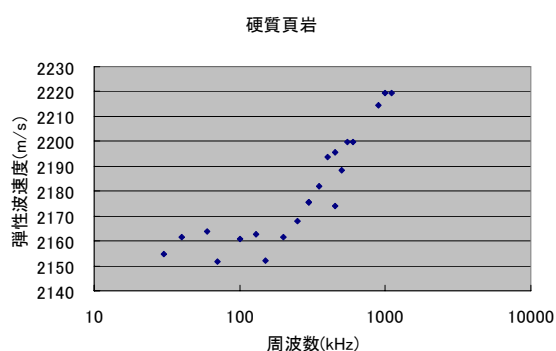


(4)緑色凝灰岩

((1)～(4)の結果は、同一周波数で2～4回測定した場合の平均値を採用した。)



(5) 軽石凝灰岩



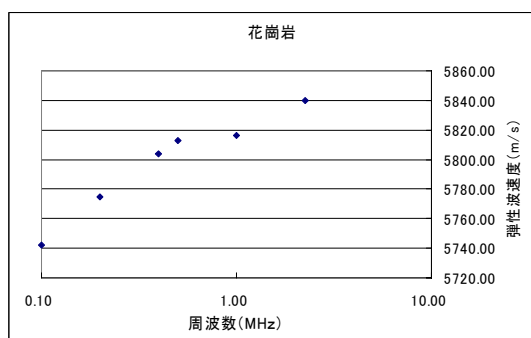
(6) 硬質頁岩

図 4.6.2-1 弾性波速度と周波数の関係（堆積岩の場合）

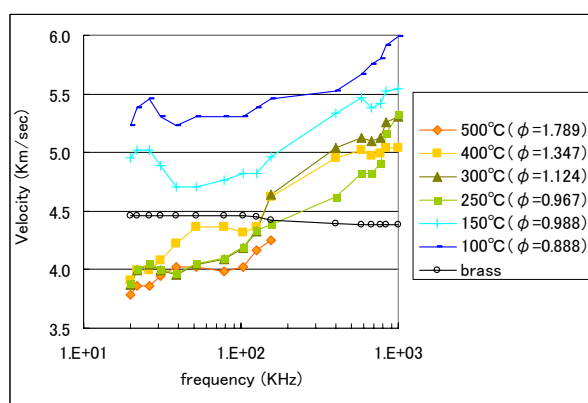
4.6.3 結晶質岩の場合

結晶質岩の場合に得られた弾性波速度と周波数の関係を図 4.6.3-1 に示す。本図の(1)～(4)の場合には、周波数の増加にともない、弾性波速度が増加する傾向が確認できる。また、本図の(5)の場合のうち、破碎部に垂直な方向と基岩部の場合には周波数の増加にともない、弾性波速度が増加する傾向が認められる。一方、破碎部に平行な方向の場合にも同様の傾向が認められるが、その変化がこれまでのケースよりもかなり大きいうえ、基岩部と同様な弾性波速度値を得られた場合もある。これは、破碎部に平行な方向を計測する場合に、破碎部を弾性波が透過したのではなく、基岩部を透過したなど計測時の原因が考えられる。このため、これ以降は、この破碎部に平行な方向の場合は除外し、検討を進める。

以上のとおり、破碎部含む花崗岩場合の一部には計測上のエラーが見られたが、結晶質岩の場合にも弾性波速度の分散現象が生じると判断できる。



(1) 大島花崗岩



(2) 稲田花崗岩 1

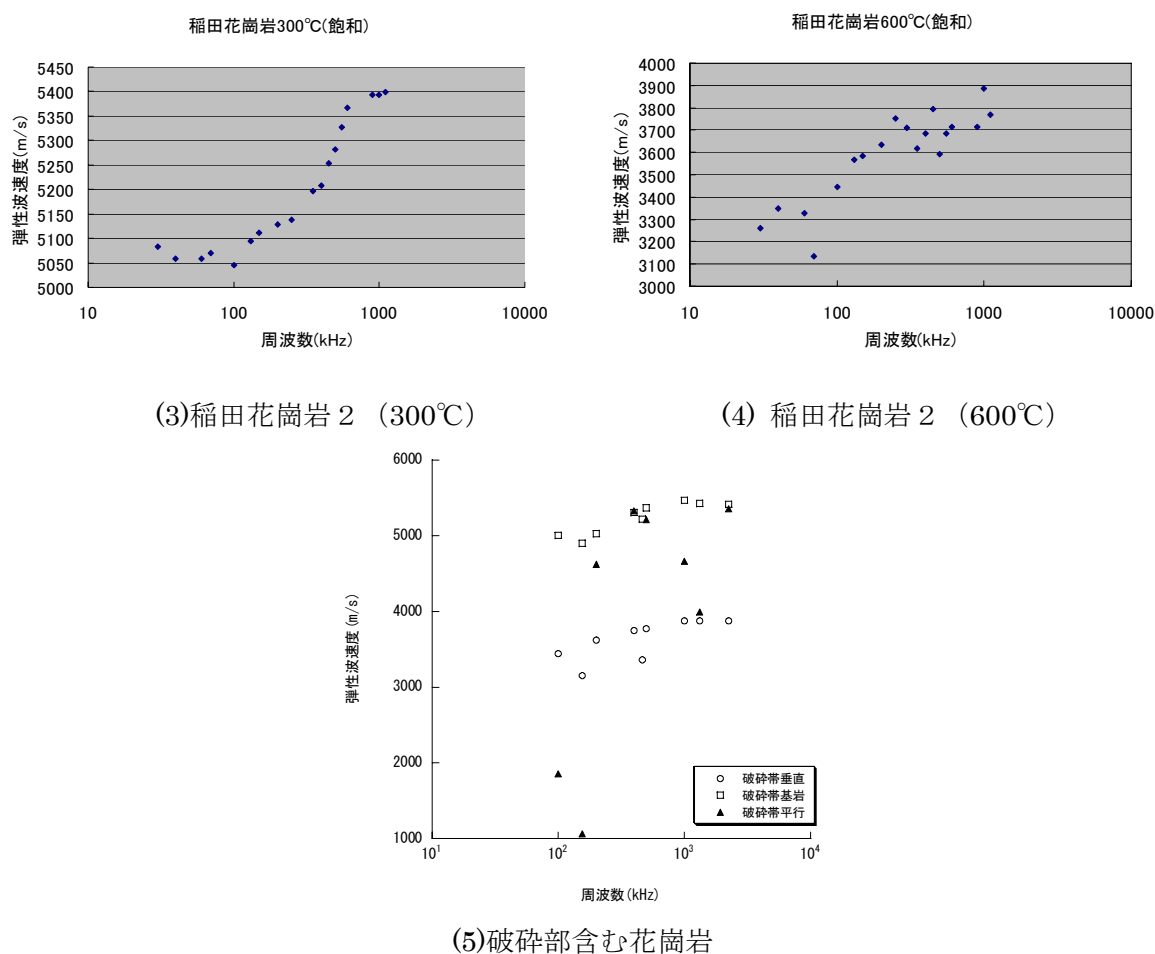


図 4.6.3-1 弾性波速度と周波数の関係（結晶質岩の場合）

4.7 感度分析

本研究では、Biot 理論および BISQ 理論から算出される弾性波分散現象の理論解を実験結果にフィッティングすることで、弾性波速度の測定結果から透水係数を算出することが最終目的である。このため、理論解と実験結果をフィッティングする前に、理論解による値に対する理論解の各パラメータ（物性値）の感度分析を行った。これにより、各物性値が理論解による値にどのような影響を与えるかが明らかになり、フィッティングする際に変化させる物性値を選択する指標とすることができる。ここでは、理論解による値は、分散周波数、弾性波速度 (V_0 , V_∞) と弾性波速度の変化量とした。また、理論解の各物性値は、Biot 理論の場合、透水係数、間隙率、固体の体積弾性率、飽和状態での体積弾性率、せん断弾性係数とポアソン比、BISQ 理論においては透水係数、間隙率、固相の体積弾性率、飽和状態での体積弾性率、せん断弾性係数、ポアソン比と Squirt length である。

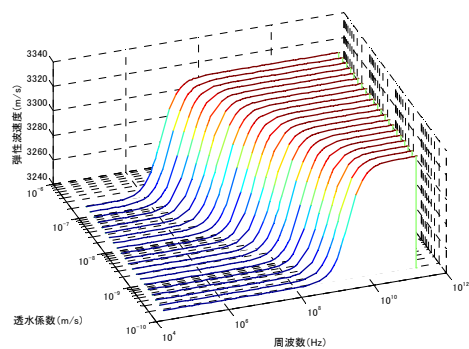
以下、Biot 理論と BISQ 理論の場合の感度分析の結果を示す。

4.7.1 Biot 理論の感度分析

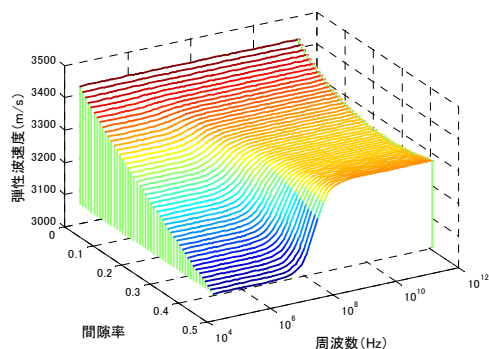
Biot 理論の感度分析の結果を図 4.7.1-1, 表 4.7.1-1 と表 4.7.1-2 に示す。各物性値について、Biot 理論の分散周波数 f_{biot} , 周波数が低い側の速度 V_0 , 早い側の速度 V_∞ , 速度変化量 $V_\infty - V_0$ に与える影響について、◎は影響が大きい、○は影響がある、そして×は影響がないことを示している。弾性波速度これらの結果、Biot 理論においては、次のことが判明した。

- ・ 分散周波数に影響を与える物性値は透水係数と間隙率であり、その他の物性値は影響がない。
- ・ 弾性波速度に影響を与える物性値は、透水係数以外の物性値である。
- ・ 速度変化に影響を与える物性値も、透水係数以外の物性値であり、特に、間隙率、固体の体積弾性率と飽和時の体積弾性率は大きな影響を与える。
- ・ 透水係数は、分散周波数のみに影響を与えるが、間隙率はすべての項目に影響を与える。

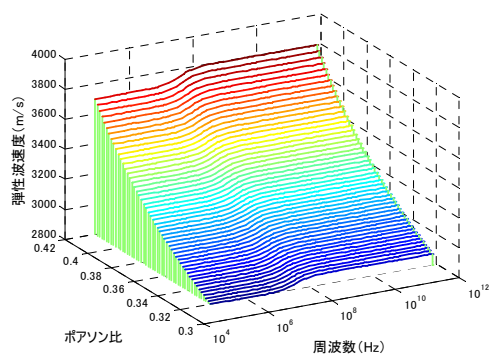
透水係数



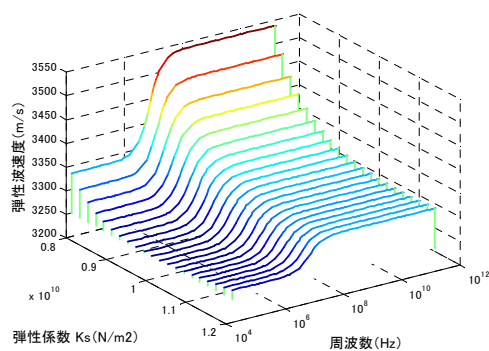
間隙率



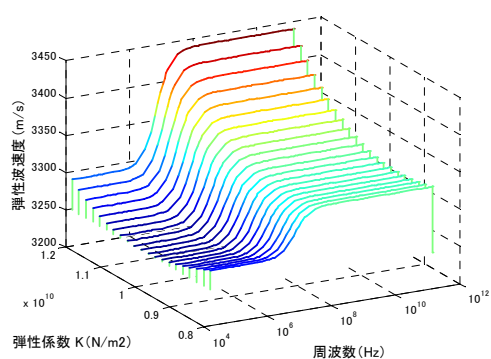
飽和時のポアソン比



固体の体積弾性率



飽和時の体積弾性率



飽和時のせん断係数

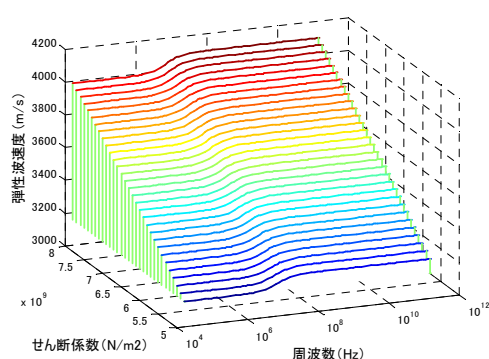


図 4.7.1-1 Biot 理論に対する感度解析結果

表 4.7.1-1 Biot 理論における各物性値の影響

		変化前	特性周波数 [Hz]	弾性波速度 下限[m/s]	弾性波速度 上限[m/s]	弾性波速度 変化量[m/s]
		変化後				
透水係数	k [m/s]	1.00E-11	4.00E+09	3248.5	3339.7	91.2
		1.02E-07	3.91E+06	3248.5	3339.7	91.2
	変化率	1.02E+03	9.78E-04	1	1	1
間隙率	ϕ [m/s]	0.03	1.79E+06	3449.3	3450	0.7
		0.5	2.98E+07	3082.8	3350.6	267.8
	変化率	16.7	16.7	0.89	0.97	383
飽和時の ポアソン比	ν [-]	0.3	1.53E+07	2919.9	2991.9	72
		0.4	1.53E+07	3821.6	3916.2	94.6
	変化率	1.33	1	1.31	1.31	1.31
固体の 体積弾性率	K_s [N/m ²]	8.00E+09	1.53E+07	3334.1	3537.8	203.7
		(1.0E+10)	(1.53E+07)	(3248.5)	(3339.7)	(91.2)
		1.20E+10	1.53E+07	3266.8	3332.5	65.7
	変化率	1.5	1	0.98	0.94	0.32
飽和時の 体積弾性率	K [N/m ²]	8.00E+09	1.53E+07	3274.4	3336.2	61.8
		(1.0E+10)	(1.53E+07)	(3248.5)	(3339.7)	(91.2)
		1.20E+10	1.53E+07	3289.4	3440.6	151.2
	変化率	1.5	1	1	1.03	2.45
飽和時の せん断係数	G [N/m ²]	5.00E+09	1.53E+07	3152.9	3242.2	89.3
		8.00E+09	1.53E+07	3988.2	4095.7	107.5
	変化率	1.6	1	1.26	1.26	1.2

※ 変化率は変化後の値を変化前の値で除したもので、表中の()内の数値は $K_s=K$ となる時の値である。

表 4.7.1-2 各物性値の Biot 理論解への影響程度

	透水係数	間隙率	固体の 体積弾性率	飽和時の 体積弾性率	飽和時の ポアソン比	飽和時の せん断係数
f_{biot}	○	○	×	×	×	×
V_0	×	○	○	○	○	○
V_∞	×	○	○	○	○	○
$V_\infty - V_0$	×	◎	◎	◎	○	○

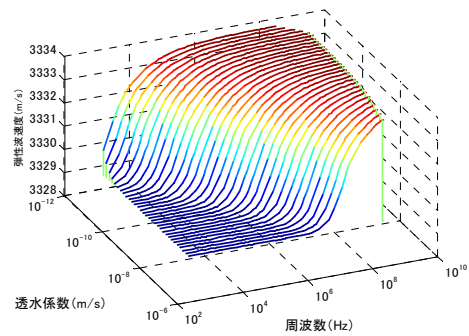
4.7.2 BISQ 理論の感度分析

BISQ 理論の感度分析の結果を図 4.7.2-1、表 4.7.2-1 と表 4.7.2-2 に示す。分散周波数 f_{bisq} 、弾性波速度 V_0 、 V_∞ 、速度変化量 $V_\infty - V_0$ に与える影響について、◎は影響が大きい、○は影響がある、そして×は影響がないことを示している。これらの結果、BISQ 理論においては、次のことが判明した。

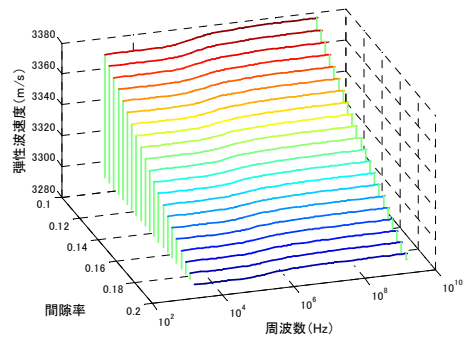
- 分散周波数に影響を与える物性値は透水係数、間隙率と Squirt length であり、特に Squirt length は大きな影響を与える。

- 弾性波速度 V_{∞} に影響を与える物性値は、間隙率、ポアソン比とせん断弾性係数である。
- 弾性波速度 V_0 に影響を与える物性値は、透水係数と **Squirt length** 以外の物性値である。
- 速度変化に影響を与える物性値についても、透水係数と **Squirt length** 以外の物性値であるが、特に固体の体積弾性率と飽和時の体積弾性率は大きな影響を与える。
- 透水係数と **Squirt length** は、分散周波数のみに影響を与える。

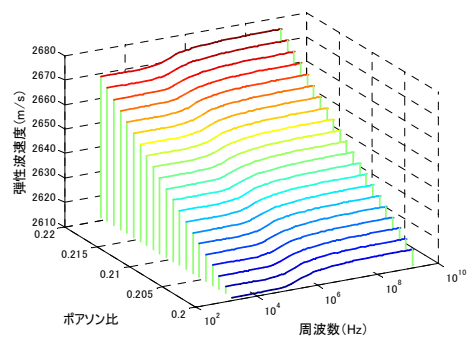
透水係数



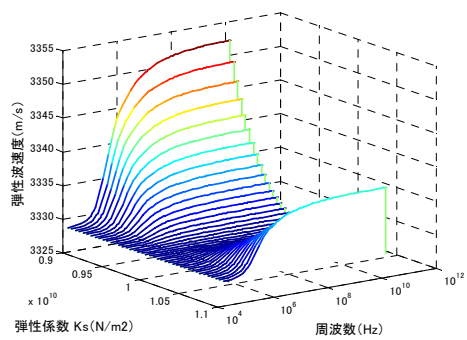
間隙率



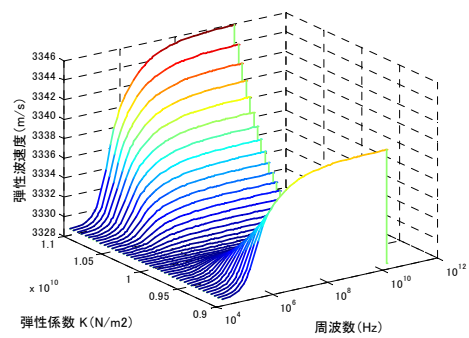
飽和状態のポアソン比



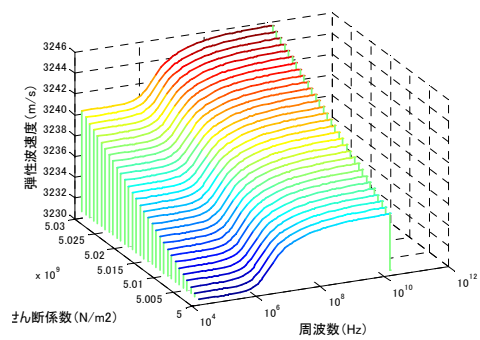
固体の体積弾性率



飽和状態の体積弾性率



飽和状態のせん断係数



Squirt length

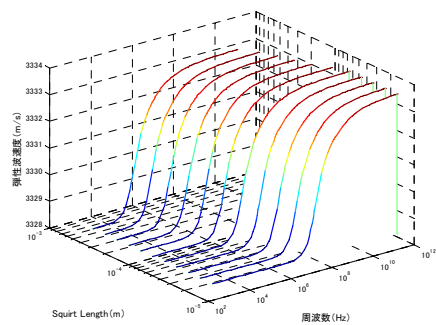


図 4.7.2-1 BISQ 理論に対する感度分析結果

表 4.7.2-1 BISQ 理論における各物性値の影響

		変化前 変化後	特性周波数 [Hz]	弾性波速度 下限[m/s]	弾性波速度 上限[m/s]	弾性波速度 変化量[m/s]
透水係数	k [m/s]	1.00E-12	3.90E+02	3329.7	3333.7	4
		3.28E-08	1.28E+07	3328.6	3333	4.4
	変化率	3.28E+04	3.28E+04	1	1	1
間隙率	ϕ [m/s]	0.1	5.85E+04	3369.4	3376.8	7.4
		0.2	2.92E+04	3289.2	3293	3.8
	変化率	2	0.5	0.98	0.98	0.51
飽和時の ポアソン比	ν [-]	0.2	3.90E+04	2611.2	2617.6	6.4
		0.22	3.90E+04	3174.4	3179.7	5.3
	変化率	1.1	1	1.22	1.21	0.83
固体の 体積弾性率	K_s [N/m ²]	9.00E+09	3.90E+04	3328.6	3352.2	23.6
		(1.0E+10)	(3.90E+04)	(3328.6)	(3328.6)	(0.00)
		1.10E+10	3.90E+04	3328.6	3338.3	51.7
	変化率	1.22	1	1	1(0.995)	2.19
飽和時の 体積弾性率	K [N/m ²]	9.00E+09	3.90E+04	3328.6	3340.3	11.7
		(1.0E+10)	(3.90E+04)	(3328.6)	(3328.6)	(0.00)
		1.10E+10	3.90E+04	3328.6	3345.9	59.3
	変化率	1.22	1	1	1(1.001)	5.07
飽和時の せん断係数	G [N/m ²]	5.00E+09	3.90E+05	3230.6	3236	5.4
		5.03E+09	3.90E+05	3240.3	3245.6	5.3
	変化率	1.01	1	1(1.003)	1(1.002)	0.98
Squirt length	L [m]	1.00E-05	2.44E+06	3328.6	3333.9	5.3
		3.20E-04	2.38E+03	3328.6	3333.9	5.3
	変化率	3.20E+01	9.75E+02	1	1	1

※ 変化率は変化後の値を変化前の値で除したもので、表中の()内の数値は $K_s=K$ となる時の値である。

表 4.7.2-2 各物性値の BISQ 理論解への影響程度

	透水係数	間隙率	固体の 体積弾性率	飽和時の 体積弾性率	飽和時の ポアソン比	飽和時の せん断係数	Squirt length
f_{bisq}	○	○	×	×	×	×	◎
V_∞	×	○	×	×	○	○	×
V_0	×	○	○	○	○	○	×
$V_\infty - V_0$	×	○	◎	◎	○	○	×

4.8 Biot 理論へのフィッティング

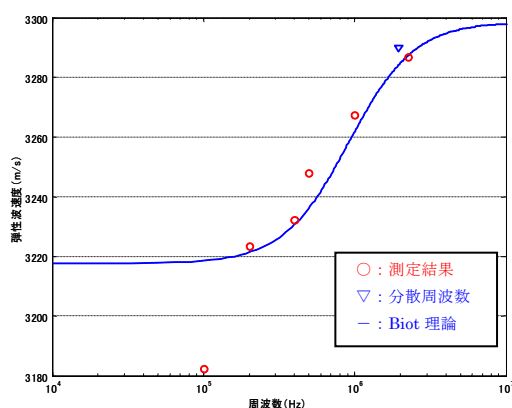
これまでの室内実験において確認された各岩種における弾性波速度の分散現象が、Biot 理論により説明可能かどうか検証するために、室内実験の結果を用いて Biot 理論解を算出した。さらに、分散周波数から透水係数を算出した。この際、前記の感度分析の結果を考慮し、各物性値を変化させることで、弾性波速度測定の結果に対して Biot 理論解より算出した Biot 理論曲

線のフィッティングを行った。

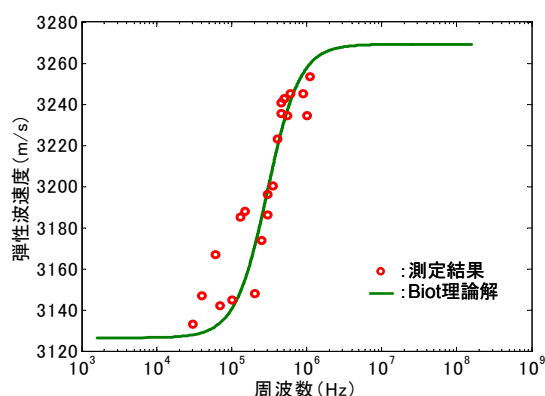
4.8.1 堆積岩の場合

堆積岩を対象に、弾性波速度測定の結果に、Biot 理論曲線をフィッティングさせた結果を図 4.8.1-1 に示す。

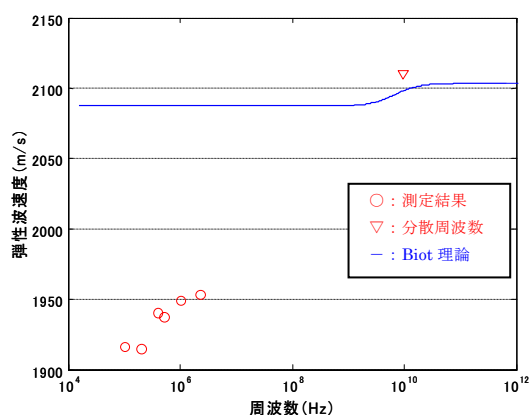
本図のうち多胡砂岩、硬質頁岩と軽石凝灰岩については、感度分析で対象とした物性値のうちほぼ透水係数のみを変化させただけであったが、弾性波速度測定の結果に Biot 理論曲線が比較的良くフィッティングしている。しかし、珪藻泥岩、泥岩と緑色凝灰岩については、感度分析の結果を考慮したが、結果的には弾性波速度測定の結果に Biot 理論曲線をフィッティングさせることができなかった。特に、珪藻泥岩については、明らかに他岩種の Biot 理論曲線と傾向が異なった。



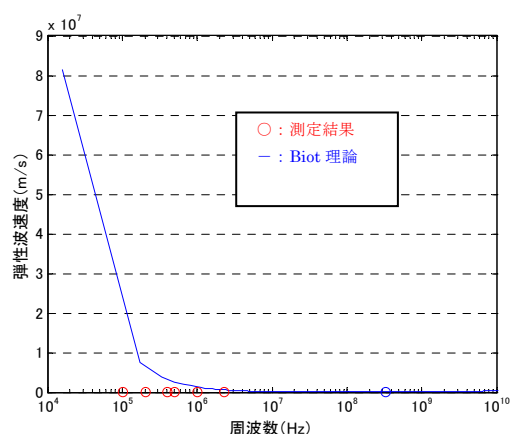
(1)多胡砂岩 1



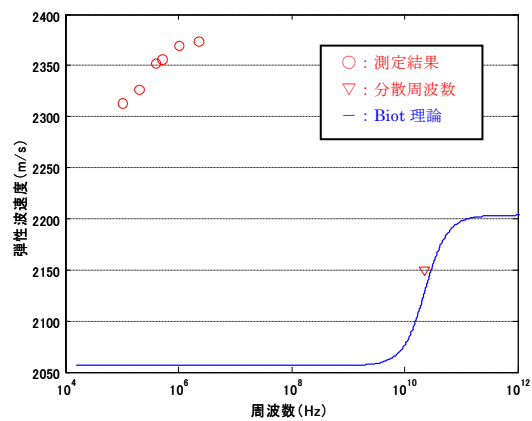
(2)多胡砂岩 2



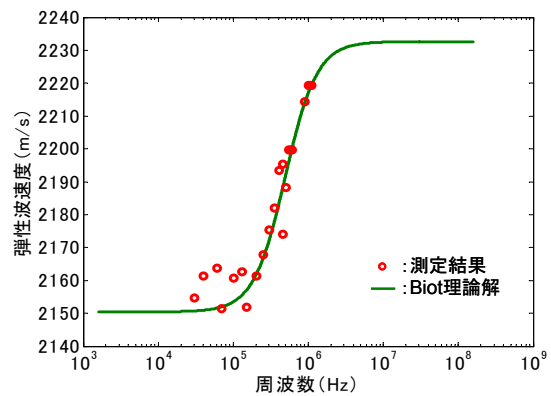
(3)泥岩



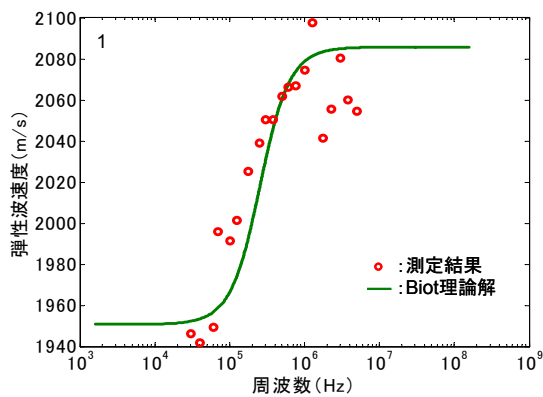
(4)珪藻泥岩



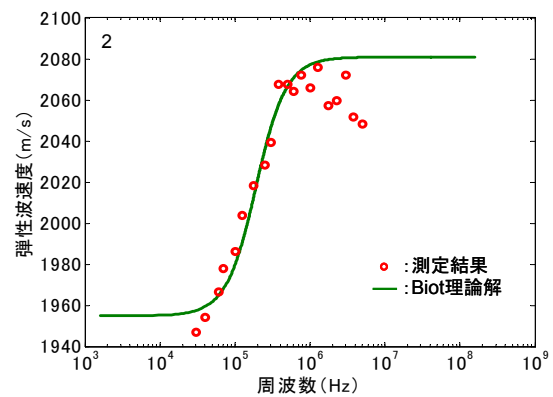
(5) 緑色凝灰岩



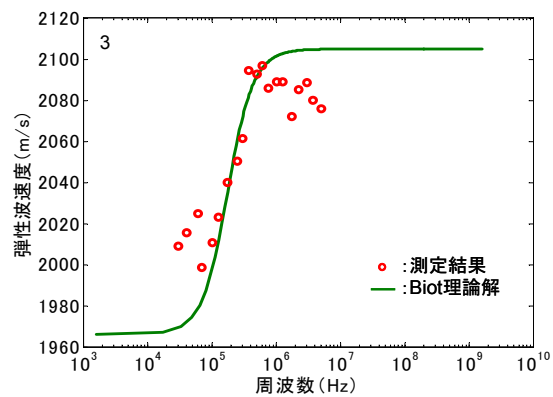
(6) 硬質頁岩



(7) 軽石凝灰岩 1



(8) 軽石凝灰岩 2



(9) 軽石凝灰岩 3

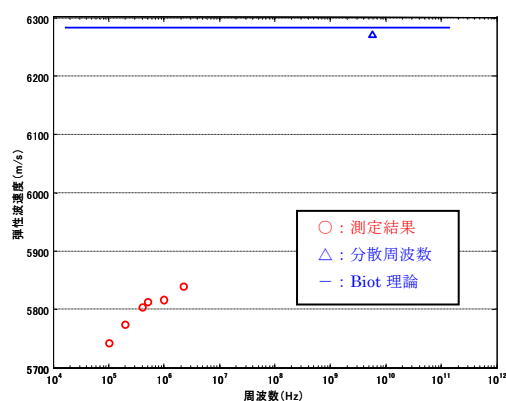
図 4.8.1-1 弾性波速度測定の結果に Biot 理論曲線をフィッティングさせた結果
(堆積岩の場合)

4.8.2 結晶質岩の場合

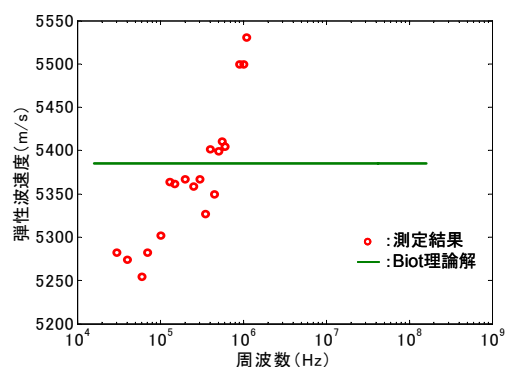
結晶質岩を対象に、弾性波速度測定の結果に、Biot 理論曲線をフィッティングさせた結果

を図 4.8.2-1 に示す。

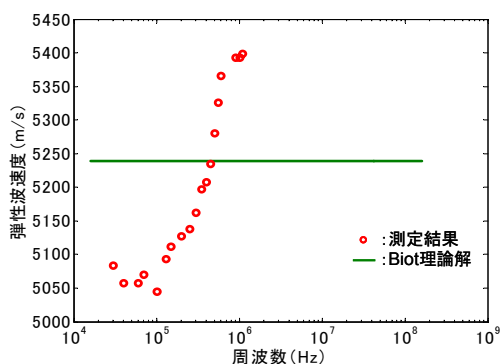
本図に示すとおり、いずれの場合においても、感度分析結果を考慮したが、結果的には弾性波速度測定の結果に Biot 理論曲線をフィッティングさせることができなかった。



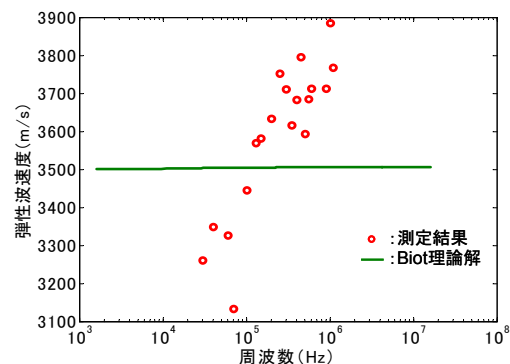
(1)大島花崗岩



(2)稲田花崗岩 2 (0°C)



(3)稲田花崗岩 2 (300°C)



(4)稲田花崗岩 2 (600°C)

図 4.8.2-1 弾性波速度測定の結果に Biot 理論曲線をフィッティングさせた結果
(結晶質岩の場合)

4.8.3 Biot 理論へのフィッティング結果の検討

(1) Biot 理論の適用性の確認

各弾性波速度測定の結果に Biot 理論曲線をフィッティングさせた結果の一覧を表 4.8.3-1 に示す。本表より、Biot 理論の適用性は、次のとおり推定できる。

- ・ 堆積岩のうち、多胡砂岩、軽石凝灰岩と硬質頁岩については、Biot 理論を適用できる可能性がある。
- ・ 上記以外の堆積岩については、Biot 理論を適用できないと考えられる。

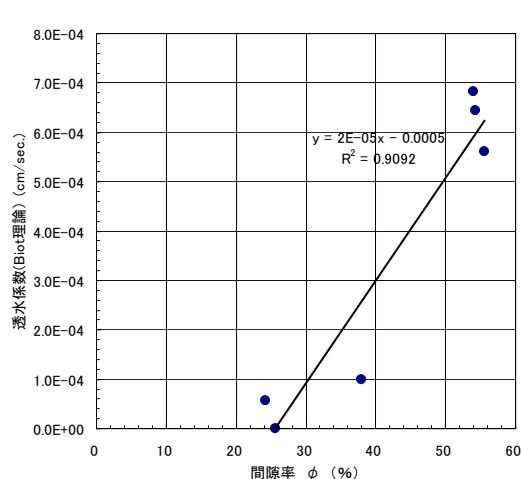
- ・ 結晶質岩については、Biot 理論を適用できないと考えられる。

表 4.8.3-1 Biot 理論曲線をフィッティングさせた結果の一覧

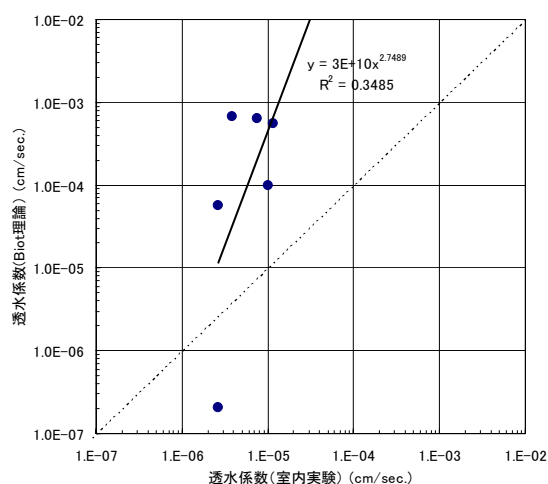
岩種	岩石名	岩石サンプル名	Biot 理論をフィッティングした結果	備 考
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩1	○	○:比較的良くフィッティングしている場合 ×:うまくフィッティングさせることができなかった場合 (空欄): フィッティング未実施
		多胡砂岩2	○	
	泥岩	泥岩	×	
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	×	
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	×	
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩1	○	
		軽石凝灰岩2	○	
		軽石凝灰岩3	○	
	硬質頁岩	硬質頁岩	○	
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	×	
	花崗岩	破碎部含む花崗岩		
	稲田花崗岩	稲田花崗岩1(温度)		
		稲田花崗岩2(0℃)	×	
		稲田花崗岩2(300℃)	×	
		稲田花崗岩2(600℃)	×	

(2) Biot 理論の適用性の検証

ここでは、上記より Biot 理論を適用できる可能性のある多胡砂岩、軽石凝灰岩と硬質頁岩に対して、その適用性を検証した。検証の結果を図 4.8.3-1 に示す。本図のうち、(1)の透水係数 (Biot 理論より算出)と間隙率 (室内試験) の関係を見ると、線形近似した場合、正の相関性があるうえ、相関係数 R^2 は 0.9 であり、それらの相関性が高いと言える。この正の相関性は、Biot 理論 (透水係数は間隙率に比例) と整合的である。一方、(2)の室内試験より取得した透水係数と Biot 理論より算出した透水係数の関係を求めると、相関係数 R^2 が 0.35 程度と(1)の間隙率との関係に比べ低かった。また、表 4.8.3-2 に示すとおり透水係数を比較すると、多胡砂岩1と硬質頁岩の場合を除き、Biot 理論より算出した透水係数は、室内試験より得た透水係数に比べ、大きく (2~4 桁オーダーで) 異なり、透水係数の算出精度は低いと言える。



(1)透水係数と間隙率の関係



(2)透水係数の関係

図 4.8.3-1 Biot 理論の適用性の検証（堆積岩の場合）

表 4.8.3-2 透水係数の比較（堆積岩の場合）

岩種	岩石名	岩石サンプル名	透水係数(cm/s)		
			Biot 理論より算出した結果(A)	室内試験の結果(B)	B/A
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩1	2.04×10^{-7}	2.61×10^{-6}	12.8
		多胡砂岩2	5.61×10^{-5}	2.61×10^{-6}	0.047
	泥岩	泥岩	(フィッティングさせることができなかった)		
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	(フィッティングさせることができなかった)		
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	(フィッティングさせることができなかった)		
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩1	5.61×10^{-4}	1.16×10^{-5}	0.021
		軽石凝灰岩2	6.44×10^{-4}	7.44×10^{-6}	0.012
		軽石凝灰岩3	6.83×10^{-4}	3.83×10^{-6}	0.005
	硬質頁岩	硬質頁岩	1.00×10^{-4}	1.00×10^{-5}	0.100

4.9 BISQ 理論へのフィッティング

4.9.1 パラメータ L について

BISQ 理論によると、透水係数 k は、次式のとおり表示される。

$$k = \frac{2\pi f \mu \phi L^2}{K_f}$$

ここに、 f : 分散周波数, μ : 流体の粘性係数, ϕ : 間隙率

L : Squirt length, K_f : 流体の体積弾性率

ここで、パラメータ L は Squirt length であり、弾性波速度測定の結果に対して BISQ 理論曲線のフィッティングを行うためには、このパラメータ L を決定する必要がある。パラメータ

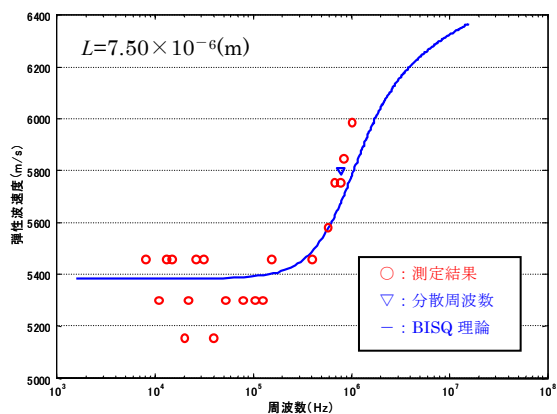
L は、室内実験等より直接的に求められるパラメータではなく、Dvorkin & Nur(1993)では、Squirt Flow（波の伝播方向に対して直交する方向の水の流れ）を、弾性波の伝播方向に対して直交する方向における間隙の平均的な広がりと考えている。この考えにより、パラメータ L の値は、構成する岩石の粒径や細孔半径等に関係すると推定できる。例えば、Yamamoto(2003)によると、パラメータ L の値を粒径の 2 倍程度として扱っている。また、花崗岩のような結晶質岩の透水性は、岩石の粒径よりも亀裂の大きさに支配されるため、結晶質岩のパラメータ L は、亀裂の大きさに関する物性に関係するとも考えられる。このように、岩種毎にパラメータ L が異なる可能性が高く、各岩種に対して決定していく必要があった。このため、ここでは、これらを考慮し、岩種毎にパラメータ L を設定した。

4.9.2 結晶質岩の場合

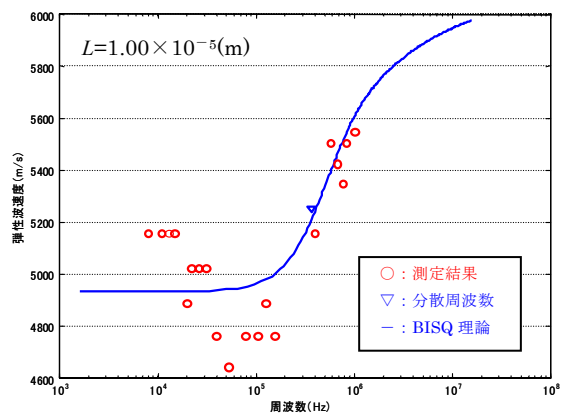
(1) 稲田花崗岩 1 の場合

稲田花崗岩 1 については、BISQ 理論の感度分析を考慮し、透水係数と間隙率（いずれも室内試験の結果）を定数、パラメータ L を変数として弾性波速度測定結果に対して BISQ 理論解をフィッティングさせた。BISQ 理論解をフィッティングさせた結果とそのときのパラメータ L の結果を図 4.9.2-1 に示す。本図より、稲田花崗岩 1 の弾性波速度測定の結果に BISQ 理論曲線が比較的良くフィッティングしている。また、室内試験で得られた透水係数と BISQ 理論より得たパラメータ L の関係を図 4.9.2-2 に示す。本図より、透水係数とパラメータ L の相関性は高く、その相関は、BISQ 理論による式（透水係数がパラメータ L の 2 乗に比例する関係）に近い近似式で表現できることがわかる。さらに、履歴温度とパラメータ L の関係を図 4.9.2-3 に示す。本図のうち(1)は本試験で得た結果、(2)は高橋ほか（1995）から引用した結果であり、亀裂の平均開口幅との関係である。両関係ともに温度が上昇するにしたがい、パラメータ L は、亀裂の平均開口幅の場合と同様に、履歴温度とともに指数関数的に増加する傾向が確認できる。このことから、前記のとおり、パラメータ L は亀裂の大きさに関する物性に関係することと整合的である。

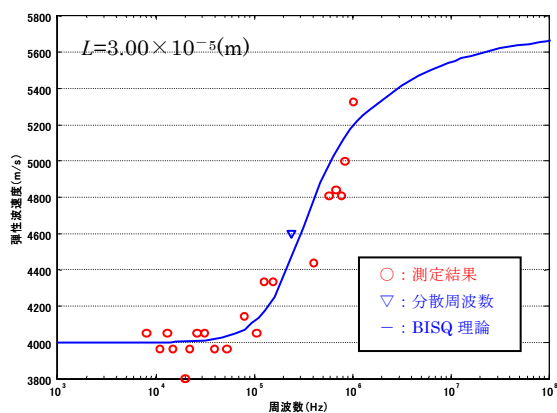
これらのことから、稲田花崗岩 1 の場合に対して算定したパラメータ L は妥当な値であると判断し、他の岩種についてもこの結果を適用した。ただし、この際のパラメータ L は、図 4.9.2-3 に示すパラメータ L と履歴温度の関係（近似曲線）を使って、履歴温度 0℃の場合を推定したパラメータ L の値（ $L=5.81 \times 10^{-6}(\text{m})$ ）とした（以下、パラメータ L の値を「稲田花崗岩 1 より推定した値」と称す）。



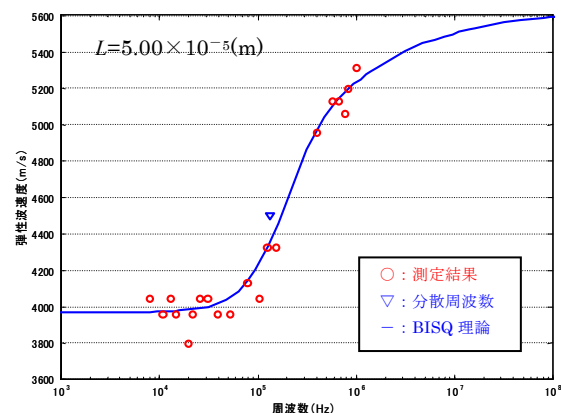
(1) 稲田花崗岩 1 (100°C)



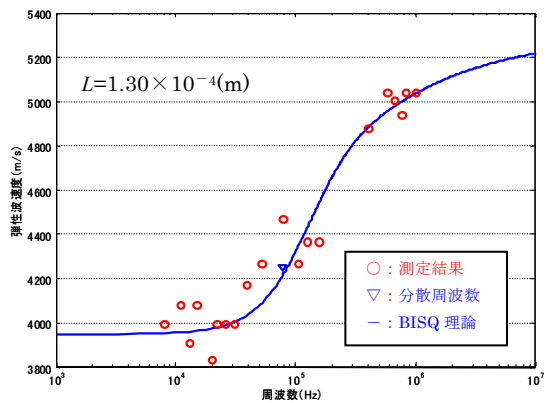
(2) 稲田花崗岩 1 (150°C)



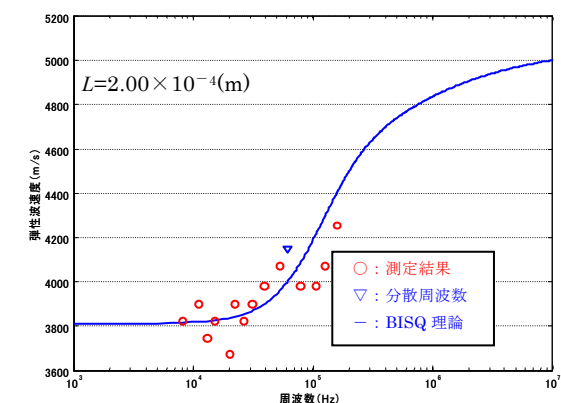
(3) 稲田花崗岩 1 (250°C)



(4) 稲田花崗岩 1 (300°C)



(5) 稲田花崗岩 1 (400°C)



(6) 稲田花崗岩 1 (500°C)

図 4.9.2-1 弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果

(稲田花崗岩 1 の場合)

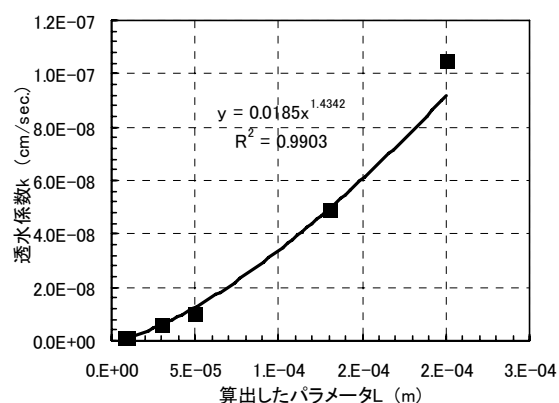
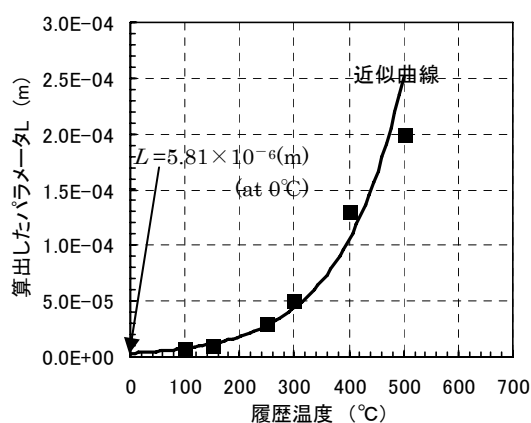
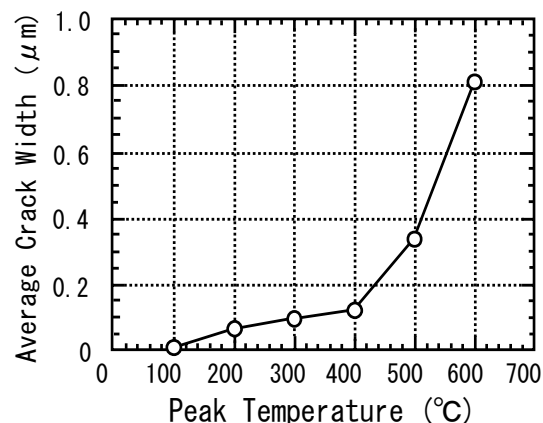


図 4.9.2-2 透水係数（室内試験）と BISQ 理論より求めたパラメータ L の関係
（稲田花崗岩 1 の場合）



(1) 履歴温度とパラメータ L の関係



(2) 履歴温度と平均開口幅の関係

図 4.9.2-3 履歴温度との関係

(2) 稲田花崗岩 1 以外の結晶質岩の場合

稲田花崗岩 1 以外の結晶質岩の場合について、弾性波速度測定の結果に対して、BISQ 理論解をフィッティングする際に使用したパラメータ L の一覧を表 4.9.2-1 に示す。本表に示すとおり、大島花崗岩については 2 種類、破碎部含む花崗岩については 1 種類、稲田花崗岩 2（温度）については 4 種類のパラメータを設定した。設定したパラメータのうち、開口幅については、結晶質岩のような亀裂性の岩石においては、岩石中のマイクロクラックが間隙流体の移動を支配する要因であるという考えのもと、次の 3 つの場合を想定し、設定したものである。

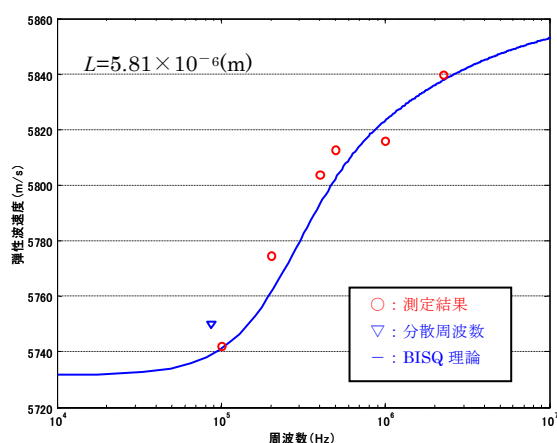
- ① 平均開口幅: 流体の移動に対して岩石内に存在するマイクロクラックのすべてが等しく影響する場合

- ② 最大開口幅：マイクロクラックのうち、最大の開口幅を有するものが最も影響を及ぼす場合
 ③ 最頻度開口幅：マイクロクラックのうち、最も頻度の高い開口幅が最も影響を及ぼす場合

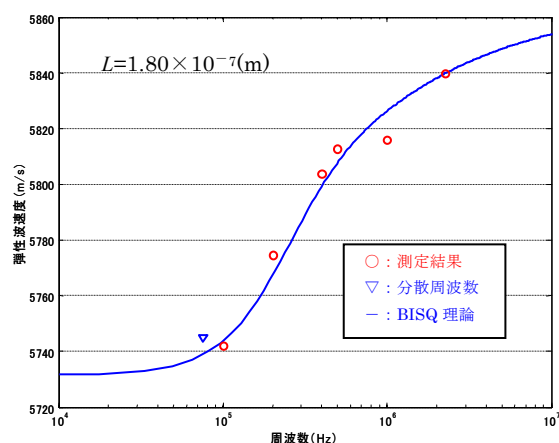
表 4.9.2-1 使用したパラメータ L (稲田花崗岩以外の結晶質岩の場合)

岩石サンプル名	物性値(m)			
	パラメータ1	パラメータ2	パラメータ3	パラメータ4
大島花崗岩	稲田花崗岩1より推定した値 (5.81×10^{-6})	平均空隙径 (1.80×10^{-7})		
破砕部含む花崗岩のうち基岩部	稲田花崗岩1より推定した値の平均値 (7×10^{-5})			
破砕部含む花崗岩のうち破砕部	平均粒径 (1.00×10^{-3})			
稲田花崗岩2 (0°C)	平均粒径 (1.00×10^{-3})	平均開口幅 (6.70×10^{-6})	最大開口幅 (5.39×10^{-5})	最頻度開口幅 (1.10×10^{-7})
稲田花崗岩2 (300°C)	平均粒径 (1.00×10^{-3})	平均開口幅 (2.20×10^{-6})	最大開口幅 (5.38×10^{-5})	最頻度開口幅 (4.07×10^{-7})
稲田花崗岩2 (600°C)	平均粒径 (1.00×10^{-3})	平均開口幅 (1.52×10^{-5})	最大開口幅 (5.38×10^{-5})	最頻度開口幅 (1.98×10^{-5})

これらのパラメータ L を使って、弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果を図 4.9.2-4～図 4.9.2-8 に示す。これらの図を見ると、すべての岩種の弾性波速度測定の結果に BISQ 理論曲線が比較的良くフィッティングしているように見える。



(1) L = 稲田花崗岩 1 より推定した場合



(2) L = 平均空隙径の場合

図 4.9.2-4 弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果

(大島花崗岩の場合)

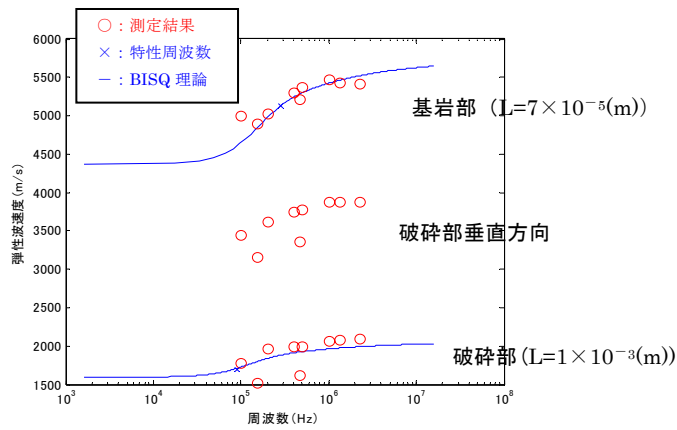
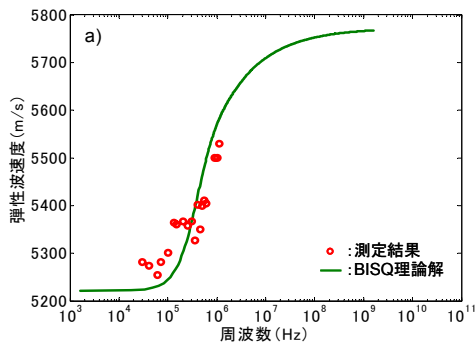
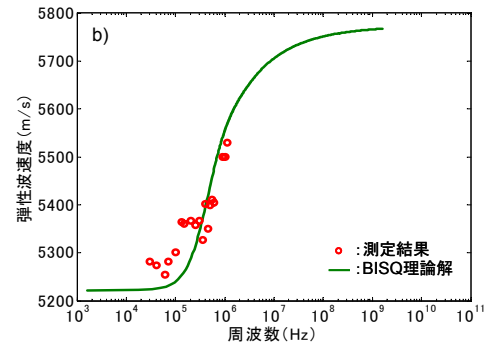


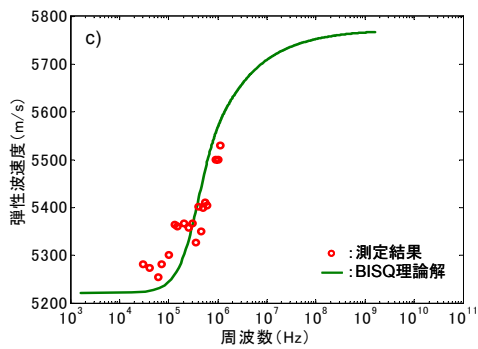
図 4.9.2-5 弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果
(破碎部含む花崗岩の場合)



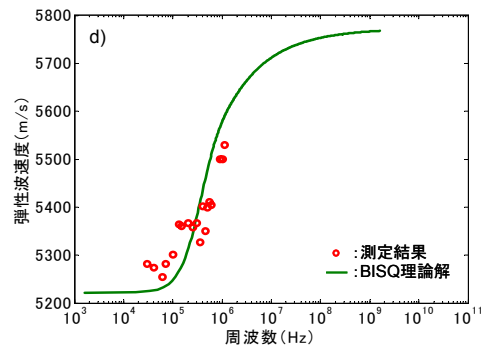
(1) L =平均開口幅の場合



(2) L =最大開口幅の場合

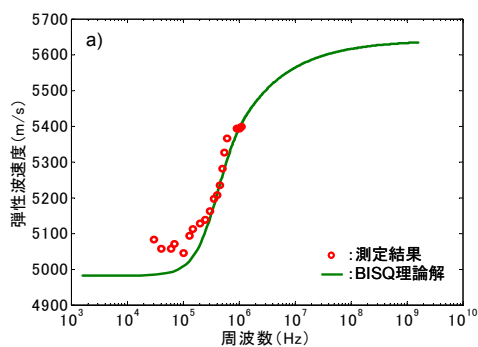


(3) L =最頻度開口幅の場合

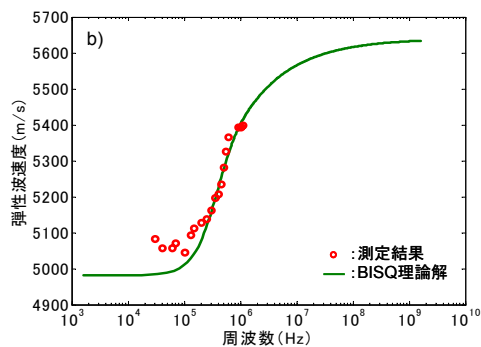


(4) L =平均粒径の場合

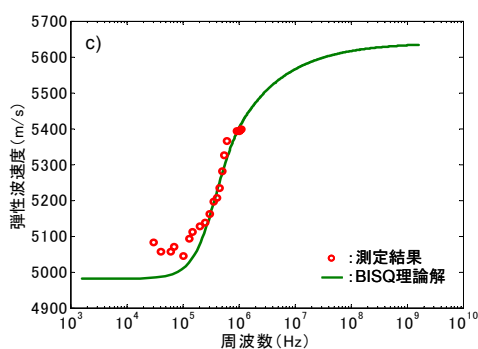
図 4.9.2-6 弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果
(稲田花崗岩 2 (0℃) の場合)



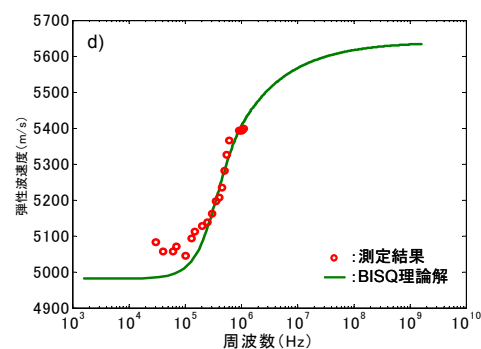
(1) L =平均開口幅の場合



(2) L =最大開口幅の場合

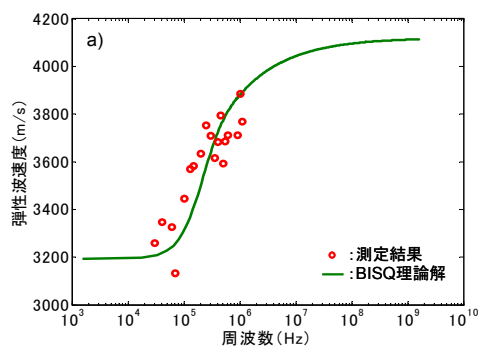


(3) L =最頻度開口幅の場合

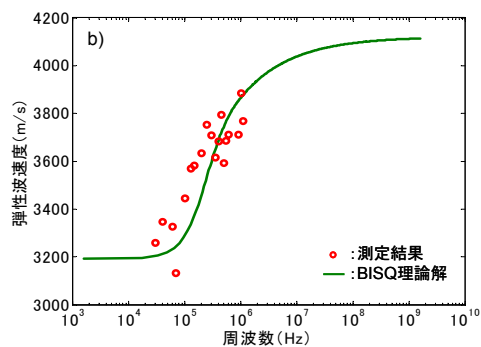


(4) L =平均粒径の場合

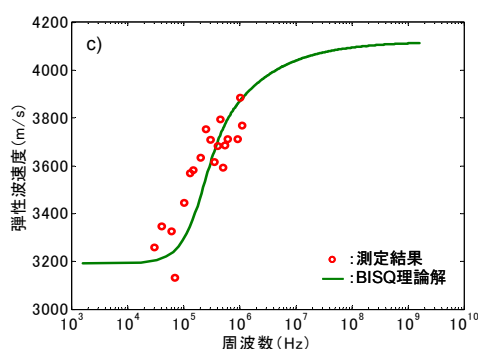
図 4.9.2-7 弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果
(稲田花崗岩 2 (300℃) の場合)



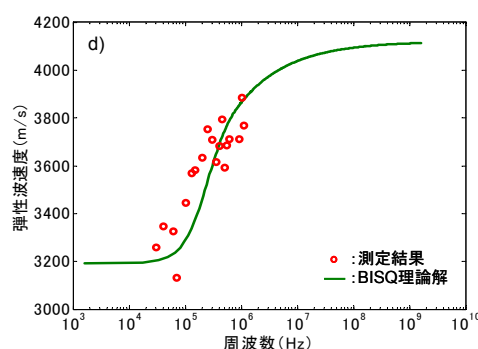
(1) L =平均開口幅の場合



(2) L =最大開口幅の場合



(3) L =最頻度開口幅の場合



(4) L =平均粒径の場合

図 4.9.2-8 弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果
(稲田花崗岩 2 (600℃) の場合)

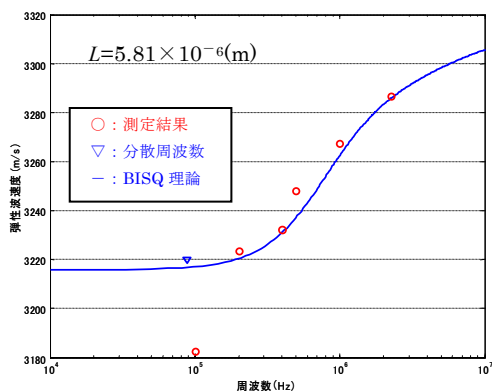
4.9.3 堆積岩の場合

堆積岩の場合について、弾性波速度測定の結果に対して、BISQ 理論解をフィッティングする際に適用したパラメータ L は、次のとおり各岩石（ただし、珪藻泥岩を除く）に対して稲田花崗岩 1 より推定した値にもう 1 種類のパラメータを設定した。これは、パラメータ L と岩石の特性上、稲田花崗岩や大島花崗岩のような結晶質岩の場合には、パラメータ L は亀裂の大きさに関する物性値と高い関係性があるが、堆積岩の場合には、パラメータ L は、構成する岩石の粒径や空隙径などの物性値のに関係性が高いと考えたためであった。

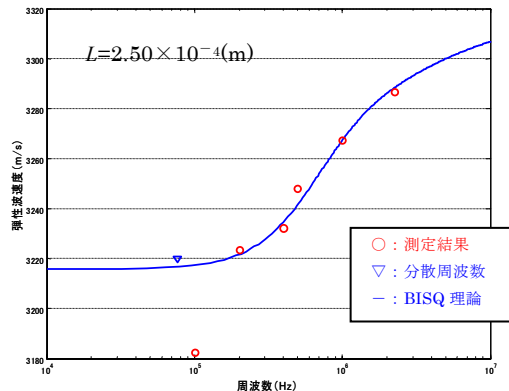
表 4.9.3-1 堆積岩の場合に適用したパラメータ L

岩石名	適用したパラメータ L	
	パラメータ 1	パラメータ 2
多胡砂岩	稲田花崗岩 1 より推定した値 ($L = 5.81 \times 10^{-6}(\text{m})$)	文献より引用した値 (Dvorkin et. al.(1994)による値, $L = 2.50 \times 10^{-4}(\text{m})$)
珪藻泥岩	稲田花崗岩 1 より推定した値 ($L = 5.81 \times 10^{-6}(\text{m})$)	
泥岩	稲田花崗岩 1 より推定した値 ($L = 5.81 \times 10^{-6}(\text{m})$)	(文献より引用した) 粒径 ($L = 1.00 \times 10^{-5}(\text{m})$)
緑色凝灰岩	稲田花崗岩 1 より推定した値 ($L = 5.81 \times 10^{-6}(\text{m})$)	(文献より引用した) 平均空隙径 ($L = 1.40 \times 10^{-6}(\text{m})$)

堆積岩を対象に、弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果を図 4.9.3-1～図 4.9.3-4 に示す。本図より、珪藻泥岩以外の岩石の弾性波速度測定の結果に対しては、BISQ 理論曲線が比較的良くフィッティングしている。



(1) L = 稲田花崗岩 1 より推定した場合



(2) L = Dvorkin による値の場合

図 4.9.3-1 弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果 (多胡砂岩 1 の場合)

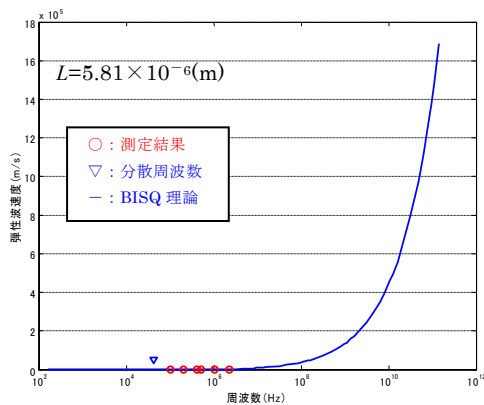
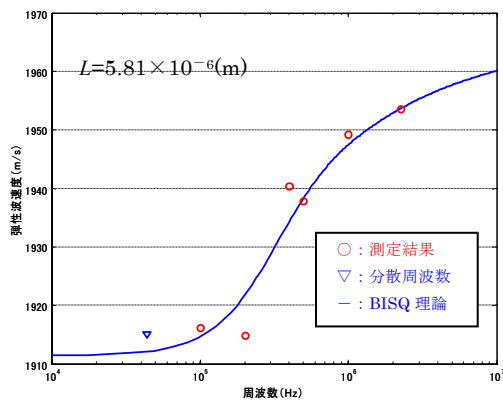
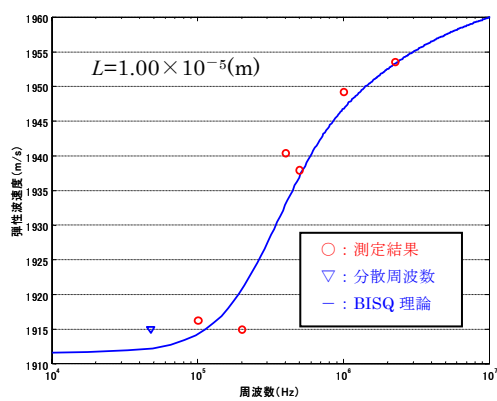


図 4.9.3-2 弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果 (珪藻泥岩)

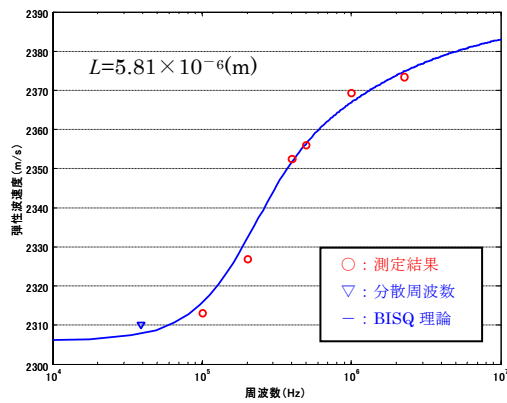


(1) L = 稲田花崗岩 1 より推定した場合

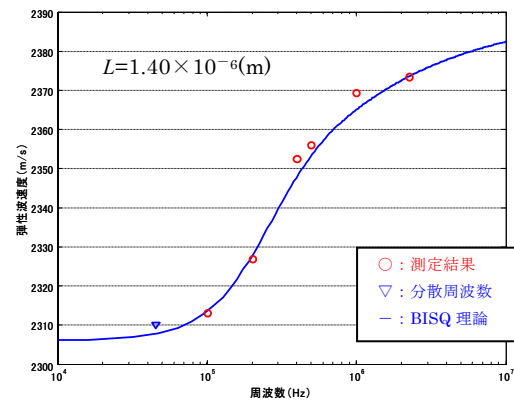


(2) L = 粒径の場合

図 4.9.3-3 弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果 (泥岩の場合)



(1) $L = \text{稲田花崗岩 1 より推定した場合}$



(2) $L = \text{平均空隙径の場合}$

図 4.9.3-4 弾性波速度測定に BISQ 理論をフィッティングさせた結果（緑色凝灰岩の場合）

4.9.4 BISQ 理論へのフィッティング結果の検討

各弾性波速度測定の結果に BISQ 理論曲線をフィッティングさせた結果を表 4.9.4-1 に示す。ここから、BISQ 理論の適用性は、次の通り推定できる。

- ・ 堆積岩のうち、珪藻泥岩以外の岩種に対して、BISQ 理論を適用できる可能性を示している。
- ・ 結晶質岩については、すべてのサンプルに対して、BISQ 理論を適用できる可能性を示している。

表 4.9.4-1 BISQ 理論曲線をフィッティングさせた結果の一覧

岩種	岩石名	岩石サンプル名	BISQ 理論をフィッティングした結果			
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩1	(稲田花崗岩1より推定した場合) ○	(Dvorkin による値の場合) ○		
		多胡砂岩2	(フィッティング未実施)			
	泥岩	泥岩	(稲田花崗岩1より推定した場合) ○	(粒径の場合) ○		
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	(稲田花崗岩1より推定した場合) ×			
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	(稲田花崗岩1より推定した場合) ○	(平均空隙径の場合) ○		
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩1	(フィッティング未実施)			
		軽石凝灰岩2	(フィッティング未実施)			
		軽石凝灰岩3	(フィッティング未実施)			
	硬質頁岩	硬質頁岩	(フィッティング未実施)			
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	(稲田花崗岩1より推定した場合) ○	(平均空隙径の場合) ○		
	花崗岩	破砕部含む花崗岩のうち基岩部	(稲田花崗岩1より推定した値の平均値の場合) ○			
		破砕部含む花崗岩のうち破砕部	(平均粒径) ○			
	稲田花崗岩	稲田花崗岩1(温度)	(稲田花崗岩1より推定した場合) ○			
		稲田花崗岩2(温度)	(平均開口幅) ○	(最大開口幅) ○	(最頻度開口幅) ○	(平均粒径) ○

備考) () 内: 設定したパラメータ L

○: 比較的良くフィッティングできた場合

×: フィッティングさせることができなかった場合

4.10 Biot 理論, BISQ 理論の適用性評価

4.10.1 Biot 理論

前記において Biot 理論曲線をフィッティングさせた結果から検討した結果をまとめて, 表 4.10.1-1 に示す。本表より, フィッティングの結果は, 次の 3 タイプに分別することができる。

タイプ 1 : Biot 理論を比較的うまくフィッティングさせることができ, 室内試験より得た透水係数と比較してもその差が小さい場合, すなわち, Biot 理論を適用できる可能性が高い場合 (硬質頁岩の場合)

タイプ 2 : Biot 理論を比較的うまくフィッティングさせることができたが、室内試験より得た透水係数と比較すると、その差が大きい場合、すなわち、Biot 理論を適用できる可能性がある場合（多胡砂岩と軽石凝灰岩の場合）

タイプ 3 : Biot 理論をうまくフィッティングさせることができなかった、すなわち、Biot 理論を適用できない可能性が高い場合（泥岩、珪藻泥岩、緑色凝灰岩と結晶質岩の場合）

これらのうち、タイプ 2 と 3 の原因としては、岩石自体の透水係数（透水性）と間隙率の大きさが関係していると推定している。その詳細は、次のとおりである。

(1) 透水性

透水性に関して、Biot 理論をフィッティングさせた結果と室内試験より得た透水係数を比較すると、表 4.10.1-2 のとおりとなる。

本表のうち、堆積岩について見てみると、透水係数が $10^{-6}(\text{cm/s})$ より大きい場合（比較的透水性が良い場合）、Biot 理論を比較的良くフィッティングさせることができたと考えられる。これは、これまでの既存研究で Biot 理論の適用が確認されている砂地盤や土槽といった透水性が良い場合と整合的である。このため、堆積岩に Biot 理論を適用する場合には、岩石の透水性が 1 つの適用限界になると考えられる。

一方、結晶質岩について見てみると、堆積岩の場合と異なり、透水係数の大小に関わらず Biot 理論をうまくフィッティングさせることができなかった。このため堆積岩の場合とは別の事由が考えられる。Biot 理論において、周波数による弾性波速度の変化の要因は間隙流体の挙動が弾性波の周波数により変化することである。図 4.10.1-1 に概念を示すとおり、粘性力と慣性力の相対的な大小関係により弾性波の周波数が低い場合には、固体と流体が一体となって動き、全体が固体・流体の混合物としての挙動を示す。また周波数が高い場合には、流体が固体骨格内に閉じ込められ、全体として間隙が流体により充填された固体骨格としての挙動を示す。その結果、高周波領域においては間隙に充填された流体が固体骨格全体の弾性率を増加させるように働き、弾性波速度が増加する。つまり、高周波領域における弾性波速度の変化量は、流体の持つ弾性率およびその量によって決まると考えられる。前記の感度分析の結果より、Biot 理論における弾性波速度の変化量は間隙率に影響を受けることが分かっているが、これは間隙流体の量が増変することを反映していると言える。また、Biot モデルにおいては、岩石中に存在する間隙は方向性を持たず、ランダムに分布しており、マクロに見て等方であると仮定している

(図 4.10.1-2 参考)。よって、弾性波の透過方向に対して垂直な方向へは間隙流体圧の勾配が生じず、流体の動きが弾性波の透過方向のみに限定される。結晶質岩のように間隙率が小さく、間隙同士の連結性が悪い岩石においては、弾性波の透過方向に対して垂直な方向へ間隙流体圧の勾配が生じるため、その方向への流体の動きを無視できなくなると考えられる。このように、結晶質岩の場合には、Biot 理論で提唱されたモデルと結晶質岩自体の構造が合致しなかったためだと考えられる。

表 4.10.1-1 Biot 理論曲線をフィッティングさせた結果から検討した結果の一覧

岩種	岩石名	岩石サンプル名	Biot 理論をフィッティングした結果	間隙率との相関性	透水係数の比較結果
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩1	○	高い	差が小さい
		多胡砂岩2	○	高い	差が大きい
	泥岩	泥岩	×	—	—
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	×	—	—
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	×	—	—
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩1	○	高い	差が大きい
		軽石凝灰岩2	○	高い	差が大きい
		軽石凝灰岩3	○	高い	差が大きい
	硬質頁岩	硬質頁岩	○	高い	差が小さい
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	×	—	—
	花崗岩	破碎部含む花崗岩	(フィッティング未実施)		
	稲田花崗岩	稲田花崗岩1(温度)	(フィッティング未実施)		
		稲田花崗岩2(0℃)	×	—	—
		稲田花崗岩2(300℃)	×	—	—
		稲田花崗岩2(600℃)	×	—	—

備考

Biot 理論をフィッティングした結果について) ○：比較的良くフィッティングしている場合

×：フィッティングできなかった場合

透水係数の比較結果について) 差が小さい：室内試験の結果と比較し、その差が 10 倍以下の場合

差が大きい：室内試験の結果と比較し、その差が 10 倍より大きい場合

表 4.10.1-2 Biot 理論をフィッティングした結果と室内試験より得た透水係数の比較

岩種	岩石名	岩石サンプル名	Biot 理論をフィッティングした結果	透水係数(cm/s) (室内試験の結果)
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩1	○	2.61×10^{-6}
		多胡砂岩2	○	2.61×10^{-6}
	泥岩	泥岩	×	5.91×10^{-9}
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	×	3.63×10^{-7}
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	×	2.69×10^{-9}
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩1	○	1.16×10^{-5}
		軽石凝灰岩2	○	7.44×10^{-6}
		軽石凝灰岩3	○	3.83×10^{-6}
	硬質頁岩	硬質頁岩	○	1×10^{-5}
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	×	2.19×10^{-10}
	花崗岩	破碎部含む花崗岩	(フィッティング未実施)	
	稲田花崗岩	稲田花崗岩1(温度)	(フィッティング未実施)	
		稲田花崗岩2(0℃)	×	1.10×10^{-9}
		稲田花崗岩2(300℃)	×	2.25×10^{-8}
		稲田花崗岩2(600℃)	×	3.35×10^{-5}

○：比較的良くフィッティングしている場合

×：フィッティングできなかった場合

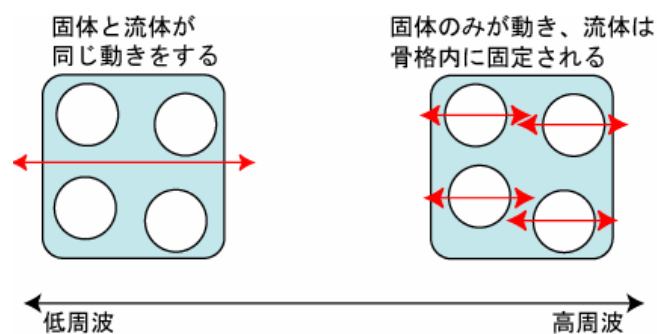


図 4.10.1-1 固体と流体の運動の概念

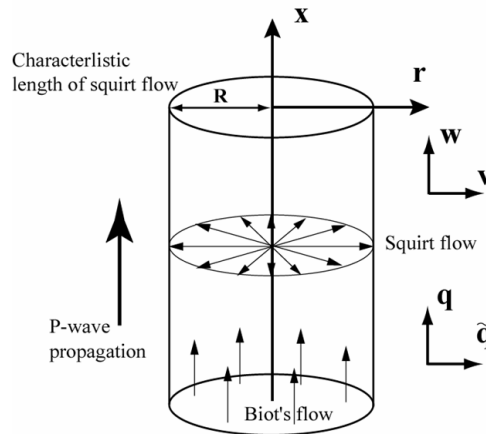


図 4.10.1-2 Biot 理論の概念

(2) 間隙率

堆積岩について見てみると、タイプ3のように、Biot 理論を比較的良くフィッティングさせることができた岩石サンプルでも、軽石凝灰岩のように、室内試験の結果と Bito 理論より求めた結果が大きく異なったことも確認された。これは、対象とする間隙が異なることが考えられる。Biot 理論より求められる透水係数は、岩石内の全ての間隙（ミクロな構造）を対象とした透水係数である。一方、室内試験より得た透水係数は、試料の下端から上端に通水した時に得られる値であり、この際、試料内の全ての間隙に通水されるわけではなく、一部の間隙には通水されない部分もある。貯留にしか関係しない間隙がこの一部の間隙に相当すると考えられる。このように、Biot 理論と室内透水試験では、対象とする間隙が異なるため、全ての間隙を対象としている Biot 理論より求められた透水係数の方が大きかった（透水性が良かった）と考えられる。透水係数の差が大きかった岩石サンプルの場合には、通水されない間隙（貯留にしか関係しない間隙）の割合が大きかったと考えられる。

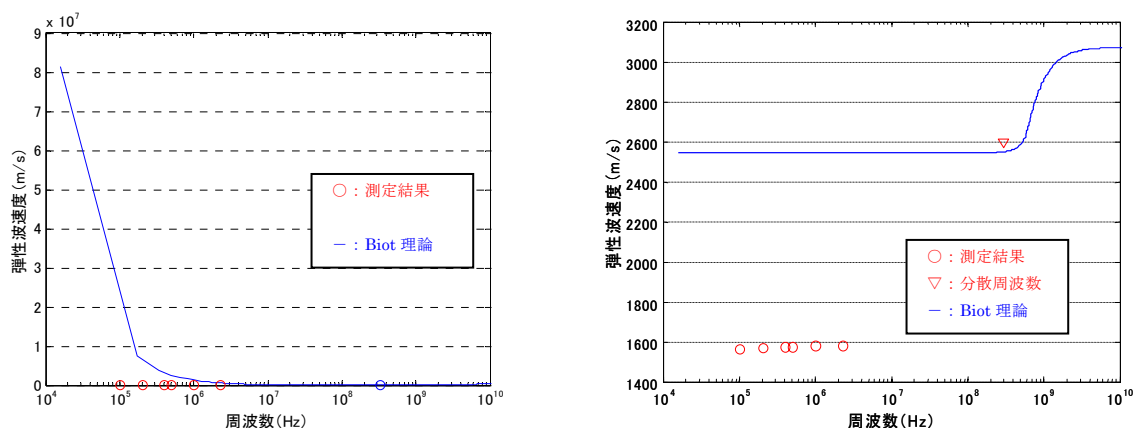
さらに、間隙率については、Biot 理論における間隙率の変化を示す次式で表される係数 Q が、間隙率が非常に大きい場合に、負の値になることがわかっている。

$$d\phi = \alpha de + dP/Q$$

$$\frac{1}{Q} = \frac{1-\alpha}{K} - \frac{1-\alpha+\phi}{K_s} = \frac{1}{K_s} \left(1-\phi - \frac{K}{K_s} \right)$$

本実験では、珪藻泥岩がこの場合に当てはまり、間隙率が仮に測定値の 0.758 から 0.700 に変えると、図 4.10.1-3(2)のように、理論解を得ることができる。

このように、間隙または間隙率が Biot 理論の適用限界の 1 つであると考えられる。



(1) 間隙率 0.758 (室内試験の結果) を使用した場合

(2) 間隙率を 0.700 と仮定した場合

図 4.10.1-3 Biot 理論をフィッティングさせた結果 (珪藻泥岩の場合)

4.10.2 BISQ 理論

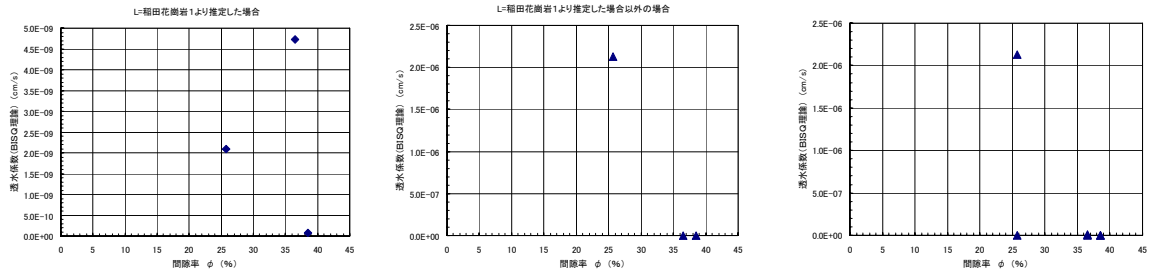
(1) パラメータ L の検討

ここでは、BISQ 理論を適用できる可能性のある珪藻泥岩以外の岩種に対して、フィッティングの結果を踏まえて、その適用性の評価にあたり、透水性に関連するパラメータ L の検討を行った。

まず、間隙率 (室内試験) と BISQ 理論より算定した透水係数の関係を図 4.10.2-1 と図 4.10.2-2 に示す。堆積岩については、パラメータ L が稲田花崗岩 1 より推定した場合とそれ以外の場合に分けて関係を求めた。しかし、図 4.10.2-1 を見ると、いずれの場合も BISQ 理論と整合する結果 (透水係数が間隙率に比例する関係) ではなかった。堆積岩全体で見ても、BISQ 理論と整合する結果ではなかった。また、結晶質岩については、稲田花崗岩 1、稲田花崗岩 2 (設定したパラメータ L ごと) と結晶質岩全体に分けて関係を求めた。その結果、図 4.10.2-2 を見ると、次のことがわかる。

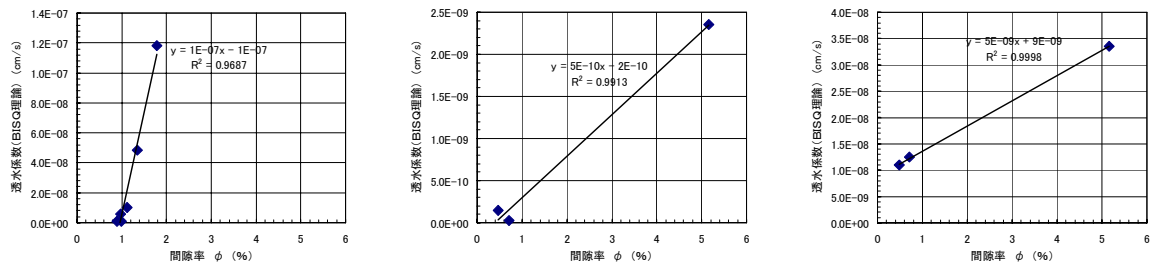
- ・ 稲田花崗岩 1 の場合、間隙率と透水係数の関係は線形近似でき、その相関性も高い。これにより、BISQ 理論と整合する結果であったと判断できる。
- ・ 稲田花崗岩 2 の場合、設定したパラメータ L ごとに見てみると、間隙率と透水係数の関係は線形近似でき、その相関性も高い。ただし、実験値が 3 点のみであり、BISQ 理論と整合すると判断するためには、さらなる実験値の追加が必要である。
- ・ 結晶質岩全体の場合、間隙率と透水係数の相関性が低く、BISQ 理論と整合するとは言

えない。

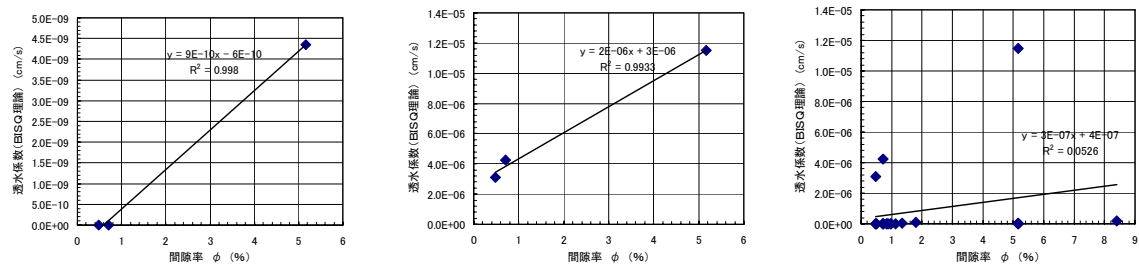


(1) パラメータ L が稲田花崗岩 1 より推定した場合 (2) パラメータ L が稲田花崗岩 1 より推定した場合以外の場合 (3) 堆積岩の全データ

図 4.10.2-1 間隙率と透水係数の関係 (堆積岩の場合)



(1) 稲田花崗岩 1 の場合 (2) 稲田花崗岩 2 (L = 平均開口幅) (3) 稲田花崗岩 2 (L = 最大開口幅)



(4) 稲田花崗岩 2 (L = 最頻度開口幅) (5) 稲田花崗岩 2 (L = 平均粒径) (6) 結晶質岩の全データ

図 4.10.2-2 間隙率と透水係数の関係 (結晶質岩の場合)

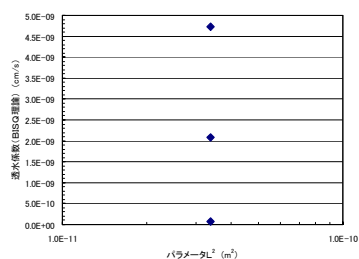
次に、パラメータ L と BISQ 理論より算出した透水係数の関係を図 4.10.2-3 と図 4.10.2-4 に示す。堆積岩については、間隙率との場合と同様、パラメータ L が稲田花崗岩 1 より推定した場合とそれ以外の場合に分けて関係を求めた。図 4.10.2-3 を見ると、次のことがわかる。

- ・ パラメータ L が稲田花崗岩 1 より推定した場合は、パラメータ L は同値であるが、間隙率が異なる。

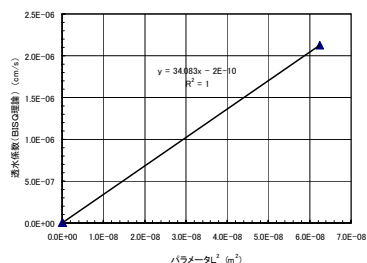
- ・ パラメータ L が稲田花崗岩 1 より推定した場合以外の場合と堆積岩の全データでは、パラメータ L と透水係数の関係は、相関係数 $R^2=1$ のため、完全な線形関係にある。ただし、これはおよそ $2.0 \times 10^{-6}(\text{cm/s})$ の透水係数の値による影響が大きく、相関グラフから（図 4.10.2-3(4)参照），完全な線形関係ではないことがわかる。
- ・ 以上より、堆積岩の場合について、BISQ 理論（透水係数はパラメータ L^2 に比例する関係）と整合したものと判断できなかった。

同様に、結晶質岩について、図 4.10.2-4 を見ると、次のことがわかる。

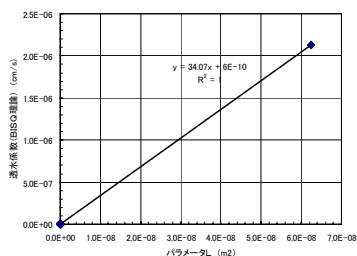
- ・ 稲田花崗岩 1，稲田花崗岩 2（ L =平均開口幅）と稲田花崗岩 2（ L =最頻度開口幅）の場合は、パラメータ L^2 と透水係数は線形関係（正の相関）にあり、その相関性も高い。このため、これらの場合については、BISQ 理論と整合的であると判断できる。
- ・ 稲田花崗岩 2（ L =最大開口幅）の場合は、パラメータ L^2 と透水係数は線形関係にあるが、負の相関である。これは、BISQ 理論と整合しない。
- ・ 稲田花崗岩 2（ L =平均粒径）の場合は、パラメータ L は同値であるが、間隙率が異なる。
- ・ 結晶質岩の全データの場合は、パラメータ L^2 と透水係数は線形関係（正の相関）にあり、その相関性も比較的高い（相関係数がおよそ 0.5）。



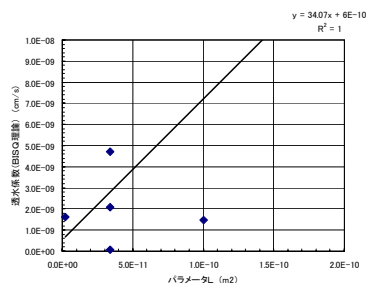
(1) パラメータ L が稲田花崗岩 1 より推定した場合



(2) パラメータ L が稲田花崗岩 1 より推定した場合以外の場合

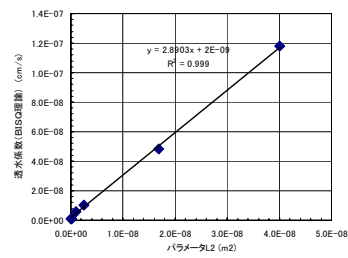


(3) 堆積岩の全データ

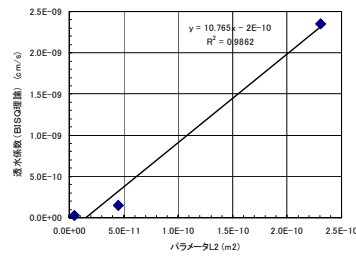


(4) 堆積岩の全データ（一部拡大）

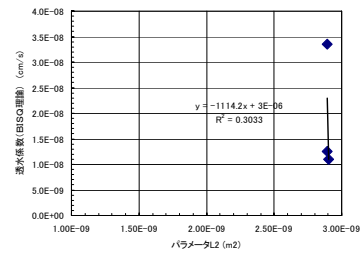
図 4.10.2-3 パラメータ L と透水係数の関係（堆積岩の場合）



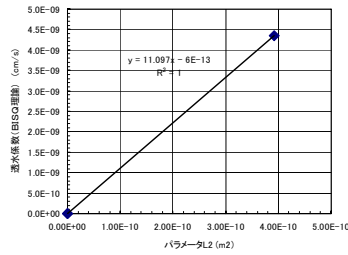
(1) 稲田花崗岩 1 の場合



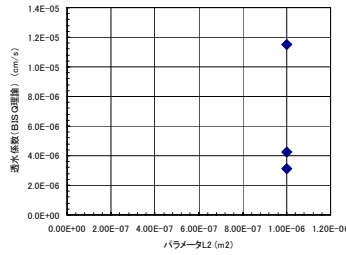
(2) 稲田花崗岩 2 (L=平均開口幅)



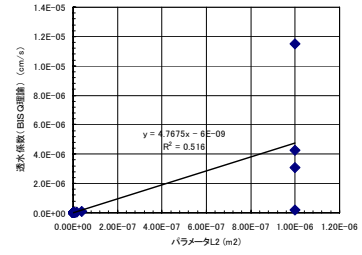
(3) 稲田花崗岩 2 (L = 最大開口幅)



(4) 稲田花崗岩 2 (L = 最頻度開口幅)



(5) 稲田花崗岩 2 (L = 平均粒径)



(6) 結晶質岩の全データ

図 4.10.2-4 パラメータ L と透水係数の関係 (結晶質岩の場合)

さらに、BISQ 理論より算出した透水係数と室内試験より求めた透水係数を比較した結果を表 4.10.2-1 と表 4.10.2-2 に示す。堆積岩の場合、表 4.10.2-1 を見ると、次のことがわかる。

- ・ 同一の岩石でも設定したパラメータ L により得られた透水係数が異なる。
- ・ 多胡砂岩 1 の場合、設定したパラメータ L により算出された透水係数が異なり、パラメータ L が Dvorkin et.al(1994)による値に設定した場合には透水係数がほぼ一致した。
- ・ 泥岩の場合も、設定したパラメータ L により算出された透水係数が異なったが、多胡砂岩 1 の場合に比べ、その差は小さく、透水係数はほぼ一致した。
- ・ 緑色凝灰岩の場合も、設定したパラメータ L により算出された透水係数が異なり、泥岩の場合に比べ、その差は大きかった。緑色凝灰岩の場合は、パラメータ L が平均空隙径の場合に、透水係数がほぼ一致した。
- ・ 堆積岩の場合、結晶質岩に比べ、パラメータ L は構成する岩石の粒径などの物性値に大きく関係すると考えられた。このため、稲田花崗岩 1 より推定した場合のパラメータ L (亀裂に関する物性に大きく関係する値) を適用した場合に比べて、透水係数の精度が高いと考えられた。しかし、本実験の堆積岩の全データを見ると、泥岩の場合のように、逆になる場合もあり、一概には言えなかった。

また、結晶質岩の場合、表 4.10.2-2 を見ると、次のことがわかる。ただし、稲田花崗岩 1 に

については、BISQ 理論をフィッティングする際に室内試験より得た透水係数を「定数」として算出したため、本表には記載していない。

- ・ 大島花崗岩の場合，設定したパラメータ L により算出された透水係数が異なり，パラメータ L が稲田花崗岩 1 より推定した場合に透水係数がほぼ一致した。
- ・ 破碎部含む花崗岩の場合，透水係数は 4 桁程度と大きく異なった。
- ・ 稲田花崗岩 2 でパラメータ L が平均開口幅の場合，稲田花崗岩 2（0℃）の場合は透水係数がほぼ一致したが，それ以外の場合は大きく異なった。
- ・ 稲田花崗岩 2 でパラメータ L が最大開口幅の場合，稲田花崗岩 2（0℃）と稲田花崗岩 2（300℃）の場合は透水係数がほぼ一致したが，稲田花崗岩 2（600℃）の場合は大きく異なった。
- ・ 稲田花崗岩 2 でパラメータ L が最頻度開口幅の場合は，いずれの場合も透水係数は大きく（4 または 5 桁オーダーで）異なった。
- ・ 稲田花崗岩 2 でパラメータ L が平均粒径の場合，稲田花崗岩 2（600℃）の場合は透水係数がほぼ一致したが，それ以外の場合は大きく（4 桁オーダーで）異なった。
- ・ 稲田花崗岩 2 全体で見ると，上記のような結果や図 4.10.2-5 の結果を考慮すると，どのパラメータ L が最適であったかは一概に決定できない。

表 4.10.2-1 透水係数の比較結果（堆積岩の場合）

岩石サンプル名	パラメータ L	透水係数(cm/s)		B/A
		BISQ 理論より算出した結果(A)	室内試験の結果(B)	
多胡砂岩1	L = 稲田花崗岩 1 より推定した場合	2.09×10^{-9}	2.61×10^{-6}	1250
	L = Dvorkin による値	2.13×10^{-6}	2.61×10^{-6}	1
泥岩	L = 稲田花崗岩 1 より推定した場合	4.73×10^{-9}	5.91×10^{-9}	1
	L = 粒径の場合	1.48×10^{-9}	5.91×10^{-9}	4
緑色凝灰岩	L = 稲田花崗岩 1 より推定した場合	8.07×10^{-11}	2.69×10^{-9}	33
	L = 平均空隙径の場合	1.61×10^{-9}	2.69×10^{-9}	2

表 4.10.2-2 透水係数の比較結果（結晶質岩の場合）

岩石サンプル名	パラメータ L	透水係数(cm/s)		B/A
		BISQ 理論より算出した結果(A)	室内試験の結果(B)	
大島花崗岩	稲田花崗岩1より推定した場合	6.57×10^{-11}	2.19×10^{-10}	3
	平均空隙径	5.48×10^{-14}	2.19×10^{-10}	4000
破砕部含む花崗岩のうち破砕部	平均粒径	2.00×10^{-7}	6.68×10^{-6}	33
稲田花崗岩2	平均開口幅	0°C	1.50×10^{-10}	7
		300°C	2.25×10^{-11}	1000
		600°C	2.35×10^{-9}	14255
	最大開口幅	0°C	1.10×10^{-8}	0.1
		300°C	1.25×10^{-8}	1.8
		600°C	3.35×10^{-8}	1000
	最頻度開口幅	0°C	4.10×10^{-14}	26829
		300°C	7.25×10^{-13}	31034
		600°C	4.35×10^{-9}	7701
	平均粒径	0°C	3.10×10^{-6}	0.0004
		300°C	4.25×10^{-6}	0.0053
		600°C	1.15×10^{-5}	2.9

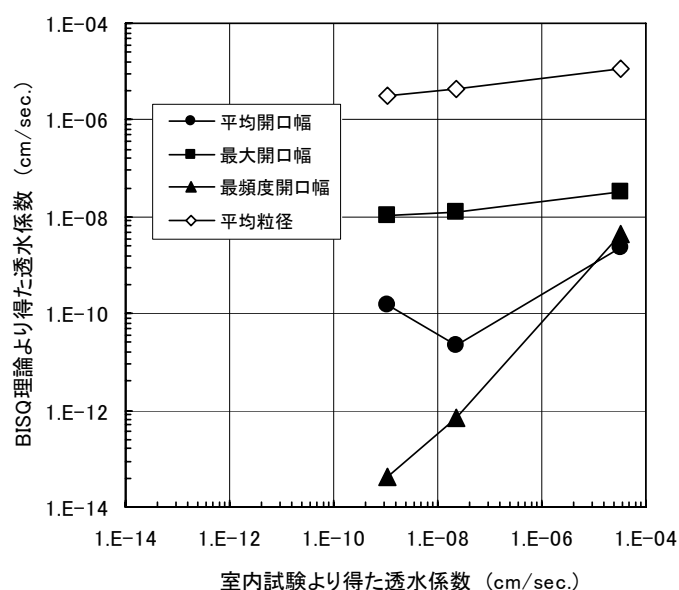


図 4.10.2-5 透水係数の相関性（稲田花崗岩2の場合）

(2) 適用性評価

BISQ 理論曲線をフィッティングさせた結果から検討した結果をまとめたものを表 4.10.2-3 と表 4.10.2-4 に示す。

これらの表のうち、堆積岩の場合について見てみると、岩石毎にパラメータ L を設定するこ

とにより、室内試験の結果と差が小さい透水係数が得られることがわかる。ただし、いずれの場合も間隙率と透水係数の相関性は低く、パラメータ L と透水係数との相関性は本実験では判断できなかった。このため、これらの点については、今後、サンプル数を増やす等により、確認・検討することが望ましい。また、珪藻泥岩の場合には、Biot 理論の場合と同様、間隙率が大きすぎたため、BISQ 理論がうまくフィッティングできなかったと推定した。そこで、Biot 理論の場合と同様、間隙率を室内試験の結果より小さい値（0.700）を使って BISQ 理論をフィッティングすると、図 4.10.2-6(2)に示すとおり、理論解を得ることができる。このことから、間隙率も BISQ 理論適用の限界を決める 1 つの要因になると推定される。

表 4.10.2-3 BISQ 理論曲線をフィッティングさせた結果から検討した結果の一覧
(堆積岩の場合)

岩種	岩石名	岩石サンプル名	BISQ 理論をフィッティングした結果		
堆積岩	多胡砂岩	多胡砂岩 1	(稲田花崗岩 1 より推定した場合) 間隙率: × パラメータ L : △ 透水係数: ×	(Dvorkin による値の場合) 間隙率: × パラメータ L : △ 透水係数: ○	
		多胡砂岩 2	(フィッティング未実施)		
	泥岩	泥岩	(稲田花崗岩 1 より推定した場合) 間隙率: × パラメータ L : △ 透水係数: ○	(粒径の場合) 間隙率: × パラメータ L : △ 透水係数: ○	
	珪藻泥岩	珪藻泥岩	(フィッティングできず)		
	緑色凝灰岩	緑色凝灰岩	(稲田花崗岩 1 より推定した場合) 間隙率: × パラメータ L : △ 透水係数: ×	(平均空隙径の場合) 間隙率: × パラメータ L : △ 透水係数: ○	
	軽石凝灰岩	軽石凝灰岩 1	(フィッティング未実施)		
		軽石凝灰岩 2	(フィッティング未実施)		
		軽石凝灰岩 3	(フィッティング未実施)		
	硬質頁岩	硬質頁岩	(フィッティング未実施)		

備 考

間隙率について) × : 間隙率と透水係数の相関性が低い場合

パラメータ L について) △ : 今回の実験ではパラメータ L と透水係数の相関性が判断できなかった場合

透水係数について) ○ : 室内試験結果と比較し、その差が 10 倍以下の場合

× : 室内試験結果と比較し、その差が 10 倍より大きい場合

表 4.10.2-4 BISQ 理論曲線をフィッティングさせた結果から検討した結果の一覧
(結晶質岩の場合)

岩種	岩石名	岩石サンプル名	BISQ 理論をフィッティングした結果			
結晶質岩	大島花崗岩	大島花崗岩	(稲田花崗岩1より推定した場合) 間隙率: △ パラメータL: △ 透水係数: ○	(平均空隙径の場合) 間隙率: △ パラメータL: △ 透水係数: ×		
	花崗岩	破 砕 部 含 む 花 崗 岩 の う ち 基 岩 部	(稲田花崗岩1より推定した値の平均値の場合) 間隙率: △ パラメータL: △ 透水係数: △	(室内透水試験を実施していないため)		
		破 砕 部 含 む 花 崗 岩 の う ち 破 砕 部	(平均粒径) 間隙率: △ パラメータL: △ 透水係数: ×			
	稲田花崗岩	稲 田 花 崗 岩 1 (温度)	(稲田花崗岩1より推定した場合) 間隙率: ○ パラメータL: ○ 透水係数: (○)	(透水係数については、室内試験の結果を定数としてフィッティングさせたため合致する。)		
		稲 田 花 崗 岩 2 (0℃)	(平均開口幅) 間隙率: ○ パラメータL: ○ 透水係数: ○	(最大開口幅) 間隙率: ○ パラメータL: × 透水係数: ○	(最頻度開口幅) 間隙率: ○ パラメータL: ○ 透水係数: ×	(平均粒径) 間隙率: ○ パラメータL: △ 透水係数: ×
		稲 田 花 崗 岩 2 (300℃)	(平均開口幅) 間隙率: ○ パラメータL: ○ 透水係数: ×	(最大開口幅) 間隙率: ○ パラメータL: × 透水係数: ○	(最頻度開口幅) 間隙率: ○ パラメータL: ○ 透水係数: ×	(平均粒径) 間隙率: ○ パラメータL: △ 透水係数: ×
		稲 田 花 崗 岩 2 (600℃)	(平均開口幅) 間隙率: ○ パラメータL: ○ 透水係数: ×	(最大開口幅) 間隙率: ○ パラメータL: × 透水係数: ×	(最頻度開口幅) 間隙率: ○ パラメータL: ○ 透水係数: ×	(平均粒径) 間隙率: ○ パラメータL: △ 透水係数: ○

備考

間隙率について) ○ : 間隙率と透水係数の相関性が高い場合

× : 間隙率と透水係数の相関性が低い場合

△ : 今回の実験では間隙率と透水係数の相関性が判断できなかった場合

パラメータ L について) ○ : パラメータ L と透水係数の相関性が高い場合

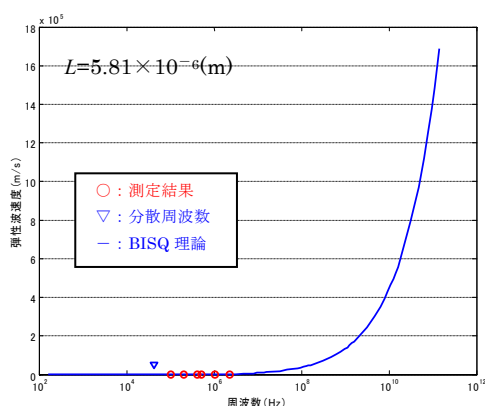
× : パラメータ L と透水係数の相関性が低い場合

△ : 今回の実験ではパラメータ L と透水係数の相関性が判断できなかった場合

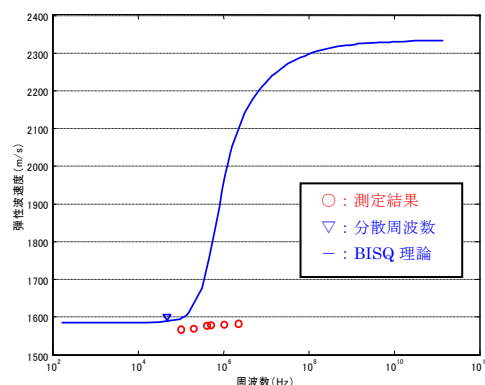
透水係数について) ○ : 室内試験結果と比較し、その差が 10 倍以下の場合

× : 室内試験結果と比較し、その差が 10 倍より大きい場合

△ : 今回の実験では室内試験結果と比較できなかった場合



(1)間隙率 0.758（室内試験の結果）を使用した場合



(2)間隙率を 0.700 と仮定した場合

図 4.10.2-6 BISQ 理論をフィッティングさせた結果（珪藻泥岩の場合）

一方、結晶質岩の場合について見てみると、破碎部を含む花崗岩の場合を除いて、岩石毎にパラメータ L を設定することにより、室内試験の結果と差が小さい透水係数が得られることがわかる。この際、稲田花崗岩 2 について見てみると、透水係数を比較して室内試験の結果と差が小さかった結果を再記述すると次のとおりであった。

- ・稲田花崗岩 2（0℃）の場合：パラメータ L が平均開口幅または最大開口幅の場合
- ・稲田花崗岩 2（300℃）の場合：パラメータ L が最大開口幅の場合
- ・稲田花崗岩 2（600℃）の場合：パラメータ L が平均粒径の場合

既存文献によると、図 4.10.2-7 に示すような結果がある。

まず、図 4.10.2-7 は、多孔質媒体の透水特性を解釈するための等価管路モデルの 1 つであるキャピラリーモデルに基づいた結果である。林・高橋（1999）は、キャピラリーモデルの透水係数算定式から、透水係数はそれぞれの空隙寸法における $\phi D_i^2 f(D_i)/3$ （ ϕ ：空隙率、 $f(D_i)$ ：平行板状空隙の開口幅の $1/2$ 、 D_i ：空隙寸法の容積頻度）の和として求めている。したがって、この項は各寸法の空隙を流れる流量に対応するもので、同寸法の空隙が全体の透水係数に対して寄与しており、これに基づき算出した本図によれば、ポロシメータによる Radius で表されているマイクロクラックの開口幅が比較的大きい空隙は、全体の空隙容積量に対して非常に少ないにもかかわらず、全体の透水係数に対する寄与度が非常に大きいと言える。すなわち、キャピラリーモデルによれば、花崗岩中のマイクロクラックを流れる流体の大部分は、容積で示せば全体の空隙量のわずかとなる開口幅の比較的大きなマイクロクラックを流れているとしている。

これを、稲田花崗岩 2 (0°C) と稲田花崗岩 2 (300°C) の場合に当てはめると、これらの場合には、マイクロクラックのうち最大の開口幅を持つものが透水性に最も影響を及ぼすと言える。よって、パラメータ L を最大開口幅と設定した場合に透水係数の差が小さかった理由はこれによるものと考えられる。

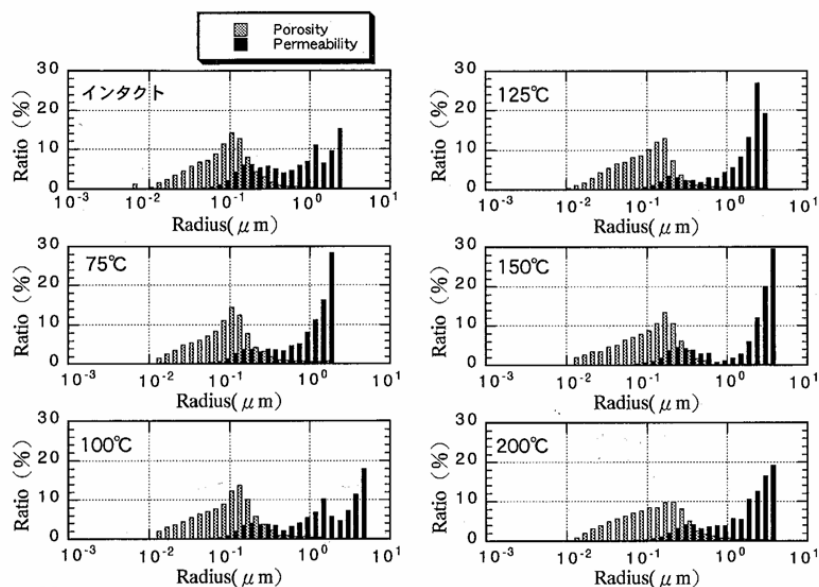


図 4.10.2-7 細孔半径における空隙分布および透水に対する寄与度のヒストグラムの一例

4.11 室内実験のまとめ

ここでは、岩石の透水性と、周波数の違いによる弾性波速度の分散現象を確認するために、岩石サンプルを用いて、室内試験を実施した。試験の目的は、弾性波速度分散が岩石の間隙率や透水係数に依存して変化すること、そして、速度分散現象が Biot 理論、または BISQ 理論によるものか、周波数を変えて弾性波速度を計測し、周波数毎の速度プロットに両理論の速度分散カーブフィッティングを行って、理論の適合性を評価することであった。

まず、透水係数の違いと弾性波速度分散の確認では、花崗岩を加熱して温度履歴の違いから間隙率を調整したサンプルを用いて、弾性波速度を測定した。その結果から、弾性波速度の分散周波数は、間隙率が大きくなると分散周波数帯も低周波側にシフトすることが確認された。同サンプルの透水計数と間隙率が比例することから、弾性波速度分散は透水係数に相関することが認められた。

堆積岩においては、砂岩、硬質頁岩、軽石凝灰岩において Biot 理論による理論曲線が適合することが確認された。花崗岩については、BISQ 理論が適合することが確認された。しかし、

花崗岩の分散周波数レンジは、感度解析によって、透水係数と間隙率の他に、パラメータ L (Squirt Length) が大きく関わっていることが確認され、BISQ 理論を適合させるには、岩石パラメータとして、パラメータ L を設定することが必要であることが確認された。パラメータ L は、稲田花崗岩の平均開口幅と相関することが考えられる。

以上の結果から、一部の堆積岩および花崗岩において、間隙を水で満たした場合に、弾性波速度は周波数の違いによって分散することが確認され、この分散特性と透水係数の関係から、異なる周波数を用いた弾性波速度測定を実施すれば、弾性波による結果から透水係数を求めることが可能であることが示された。

4.12 数値実験による透水場構築手法の検討

4.12.1 概要

室内試験では、複数の周波数による弾性波速度測定によって、岩石サンプルのスケールにおける弾性波速度の周波数分散を確認した。この速度分散特性を原位置に適用すれば、室内試験と同様の手法により、分散曲線をフィッティングさせて、分散周波数を特定できるが、現実には、岩盤中の弾性波の伝搬特性、特に高周波の波動の減衰が著しく大きいこと、計測装置の周波数帯の限界さらに計測時間などから、室内試験と同等の周波数帯を用いた測定は難しい。そのため、原位置における汎用的な技術として、速度分散現象を利用した現実的な透水場構築方法の検討を行った。ここでは仮想透水場を作成し、数値実験によって仮想透水場に対して本手法を適用し、得られた透水場の推定結果と仮想透水場との比較を行い、手法の適用性を検討した結果を記す。

数値実験における手順は、以下の通りである。

- ① 仮想透水場を作成
弾性波速度分布と（平均透水係数別 3 種類）の分散特性を仮定
- ② 模擬計測による原位置透水試験を実施
模擬計測による複数周波数による弾性波速度分布の計測
- ③ 複数周波数の弾性波速度の組み合わせによる速度差を計算
- ④ 透水試験位置における弾性波速度分布と透水係数の相関性を評価
- ⑤ 相関性を用いた透水場の構築
- ⑥ 構築した透水場と仮想透水場の比較・検討

⑦ 数値実験による本手法の評価

検討する弾性波速度の分散特性を表す曲線として、図 4.12.1-1 のような例を挙げることができる。図 4.12.1-1(a), (b), (c)は、室内試験による履歴温度実験で得られた知見から推測した弾性波速度の分散特性である。ここでは、透水係数が大きい部分では弾性波速度が低く、かつ分散周波数は低くなるという現象を想定している。また図 4.12.1-1(d), (e)は、透水係数が大きくなると、分散周波数は低くなるが、明確にその違いが分からない場合を想定している。透水係数が変化することは、水の通りやすさが変化することなので、間隙率が変化すると考えられる。これに連動して弾性定数、せん断係数なども変化すると考えられるので、それらのパラメータを考慮して分散曲線を描いた。

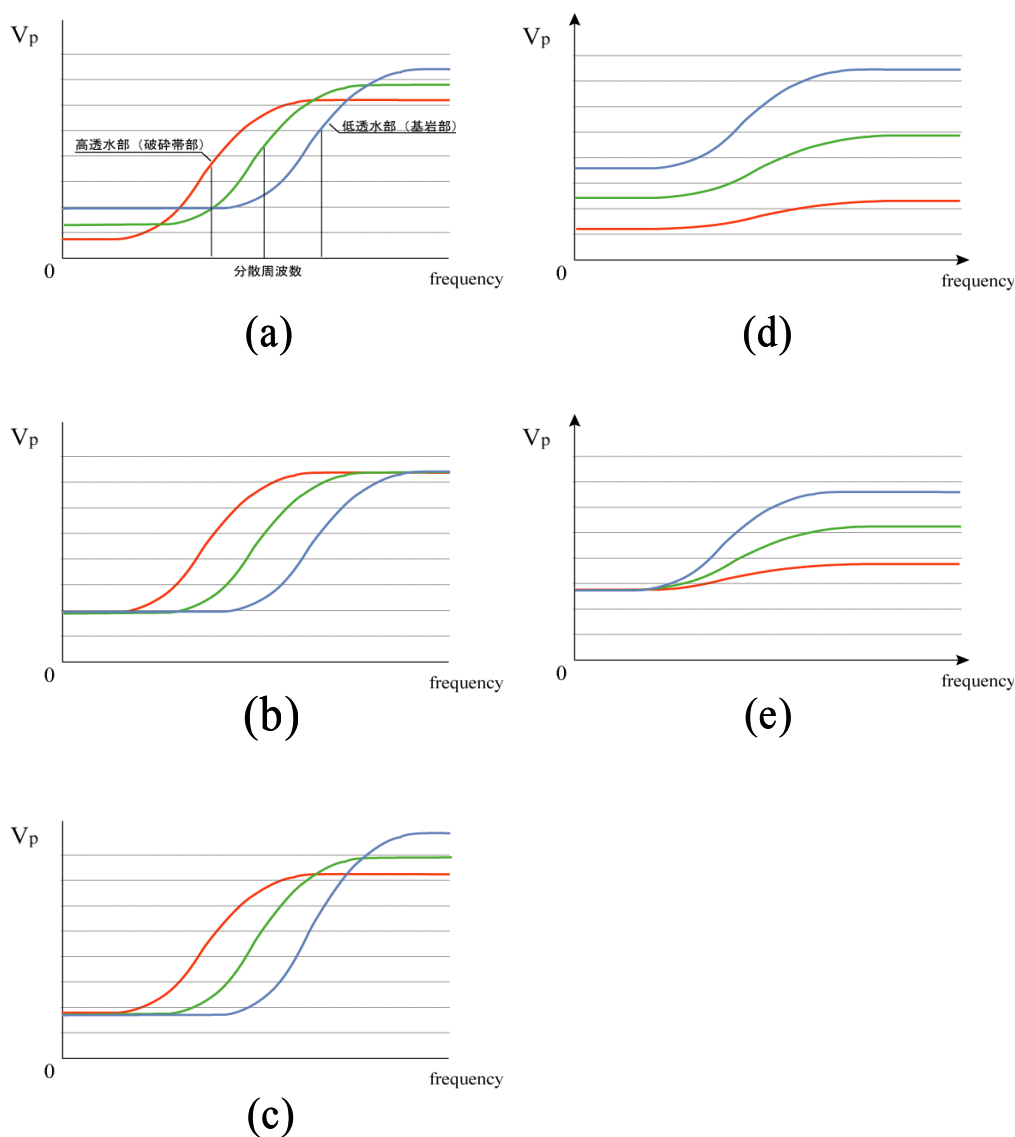


図 4.12.1-1 弾性波速度の分散特性を表す曲線の例

破碎帯を含む花崗岩のコアサンプル実験結果では、図 4.12.1-1 (d)に似た曲線の形状が得られている。更に、図 4.12.1-1(b), (c), (e)に共通する特徴として弾性波速度の下限が等しくなることが挙げられる。しかし、BISQ 理論によると、P 波速度 (m/s) :

$$V_{p0} = \sqrt{\frac{M}{(1-\phi)\rho_s + \phi\rho_f}}$$

となり、速度の下限值は、間隙率 ϕ や岩盤の弾性係数 $M(N/m^2)$ などにより決定される。ここで、岩盤が水で飽和している場合には、岩盤の弾性係数 $M(N/m^2)$ は近似的に間隙率 ϕ によって変化すると考えられる。したがって、速度の下限值は間隙率 ϕ によって影響を受けることになる。

透水性が異なる岩盤においては、間隙率 ϕ が変化すると考えられることから、弾性波速度の下限值が等しくなるという現象は理論的にも考え難い。また、図 4.12.1-1(a), (d)を検討すれば、同じような速度分散特性を表す曲線のパターンにも適用可能であると考えられる。図 4.12.1-1(a), (d)は、透水係数が大きいところは、低い周波数帯域で分散し、全体として弾性波速度値が小さいことを示している。逆に透水係数が小さいところは、高い周波数で分散し、全体として弾性波速度値は大きい。(a)と(d)の違いは、透水係数の大小に対して、弾性波速度値の分布の違いが大きいのか、または小さいかである。数値実験では図 4.12.1-1(a), (d)について検討を行った。

4.12.2 数値実験 1

ここでは、前述した手順に沿って、図 4.12.1-1 (a)のモデルに関して数値実験を行った。

仮想透水場は、マトリックス部、やや高透水なゾーン、破碎帯の三種類に分類し各ゾーンの要素単位の透水係数が対数正規分布を有し、さらにゾーン内で任意に分布していることを仮定して設定した。ここでは、対数透水係数の平均値が、 $10^{-9}m/s$, $10^{-10}m/s$, $10^{-11}m/s$ の 3 種類を設定し、分散値 0.1 の対数正規分布を発生させた。以下の図 4.12.2-1 に仮想透水場の対数透水係数分布を、また、図 4.12.2-2 に各透水係数の領域から得られる弾性波速度の分散特性を示す。

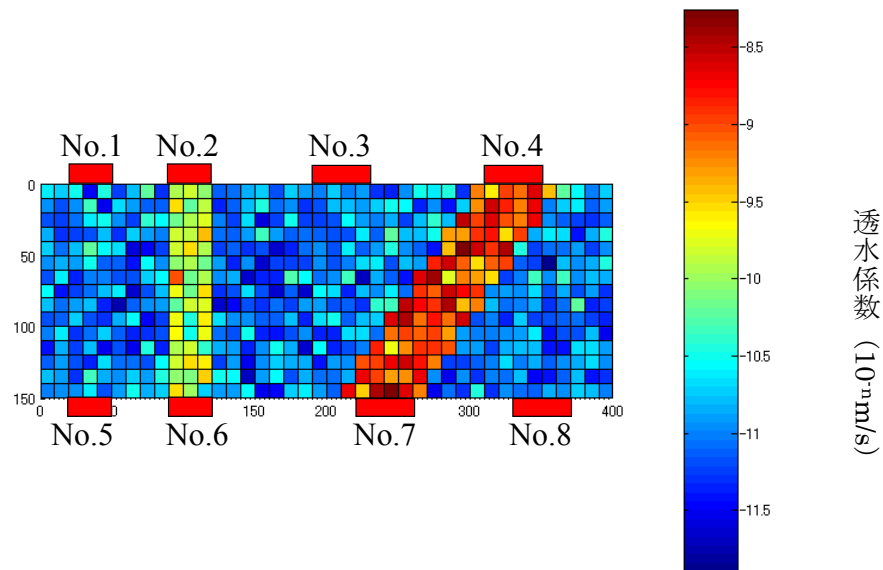


図 4.12.2-1 数値実験 1 で設定した仮想透水場

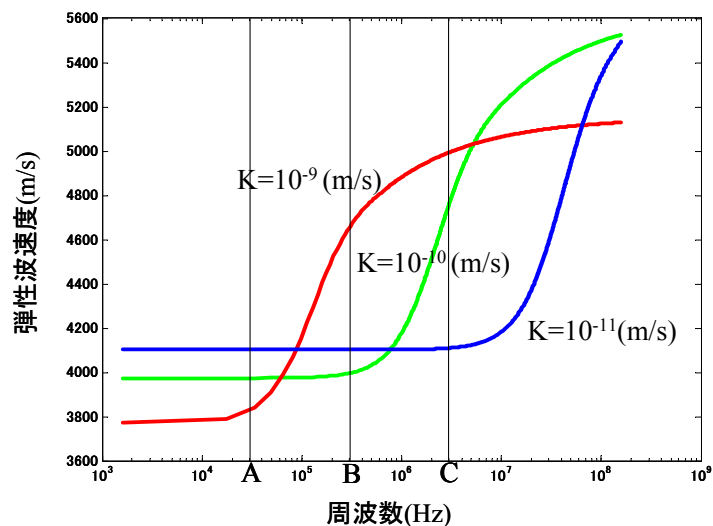


図 4.12.2-2 (a)の弾性波速度と分散特性

仮想透水場に対して、原位置での透水試験を行ったものと想定し、図 4.12.2-1 の No.1 から No.8 の 8 カ所において模擬的に透水係数を計測して透水係数を与えた。設定した透水係数はそれぞれの領域内のメッシュの平均値とした。測定状況を図 4.12.2-3 に示し、計測値を表 4.12.2-1 にまとめた。次に、複数の周波数における模擬的に弾性波トモグラフィを計測したものと弾性波速度分布を作成した。ここでは図 4.12.2-2 に示す A, B, C の 3 種類の周波数で計測したと仮定した。表 4.12.2-2 に示す平均透水係数別の弾性波速度は、図 4.12.2-2 の弾性波速度分散曲線と計測周波数 A, B, C の交点から求めた。具体的には、表 4.12.2-2 の弾性波速度値を用いた線形補間を行い、仮想透水場に対応する各々の弾性波速度を算出し、その値を計測値とした。各周波数の弾性波速度分布を図 4.12.2-4 に示す。

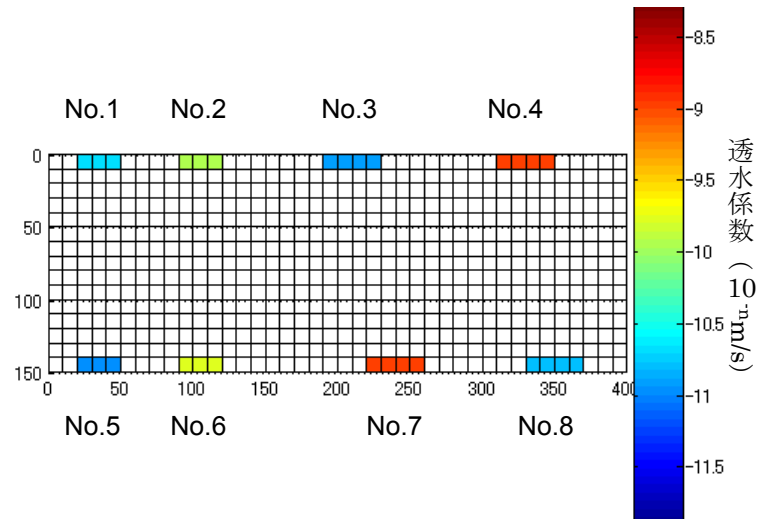


図 4.12.2-3 模擬透水試験場所の透水係数

表 4.12.2-1 模擬透水試験場所の透水試験値

透水試験位置	透水係数(m/s)
No.1	2.197E-11
No.2	1.168E-10
No.3	1.234E-11
No.4	1.037E-09
No.5	1.131E-11
No.6	1.707E-10
No.7	1.049E-09
No.8	1.682E-11

表 4.12.2-2 透水係数別における複数周波数の弾性波速度

$K(m/s)$ $f(kHz)$	$K=10^{-11}$	$K=10^{-10}$	$K=10^{-9}$
A	4100 (m/s)	3970 (m/s)	3850 (m/s)
B	4100 (m/s)	4000 (m/s)	4650 (m/s)
C	4200 (m/s)	4750 (m/s)	5000 (m/s)

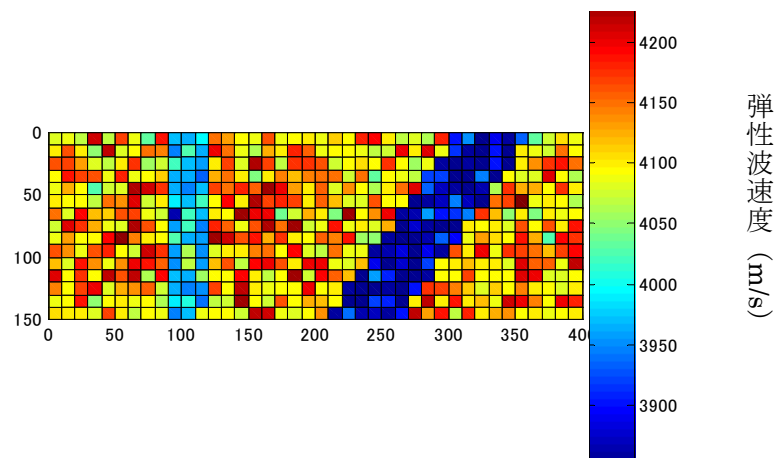
以下に透水性によって弾性波速度の分散特性が異なることを利用し、透水性を評価する手法を検討した手順を示す。

- ① 複数弾性波速度の組み合わせとして、ここでは各周波数の差分 ($B-A$, $C-A$, $C-B$) と 3 周波数の弾性波速度平均のケースを考慮した。分散周波数は透水係数の違いによって周波数帯が変化する前提により、ある周波数帯域で差分をとることで、特定の透水係数が反映した透水性の違いが得られると考えた。一方で平均値は、岩盤全体の速度分散を表すもので、速度分布が透水性の違いを表すものと考えた。計算結果を各々図 4.12.2-5 と図 4.12.2-6 に示す。
- ② 透水試験位置における透水係数と、その点での弾性波速度場の組み合わせ（差分、平均）との共相関性を関数近似により評価した。ここでは、できる限り単純な関数を用いることを考えて、片対数グラフで線形近似となる指数関数で近似を行った。その結果を図 4.12.2-7 に示す。この結果によると、弾性波速度差と透水係数との共相関性の強さを表す相関係数 R の 2 乗値は、($C-A$) の場合が最も共相関性が強い。
- ③ 各周波数での組み合わせについて、図 4.12.2-7 で求めた共相関関数を用いて各要素の透水係数を算出し、透水場を構築した結果を図 4.12.2-8 と図 4.12.2-9 に示す。
- ④ 仮想透水場と構築した透水場の比較・検討を行うために、横軸に仮想透水場の対数値を、縦軸に構築した透水場の対数値をプロットした結果を図 4.12.2-10 に示し、両者の相関係数 R の 2 乗値を算出した。この図では、傾き 1 の直線上に点がある場合に両者は一致しているといえることができる。また相関係数の値が大きいほど、精度良く透水場を推定できていると考えることができる。その結果、弾性波速度の差分($C-A$)の場合が、最も相関が高く、仮想透水場全体をよく再現できていると判断した。

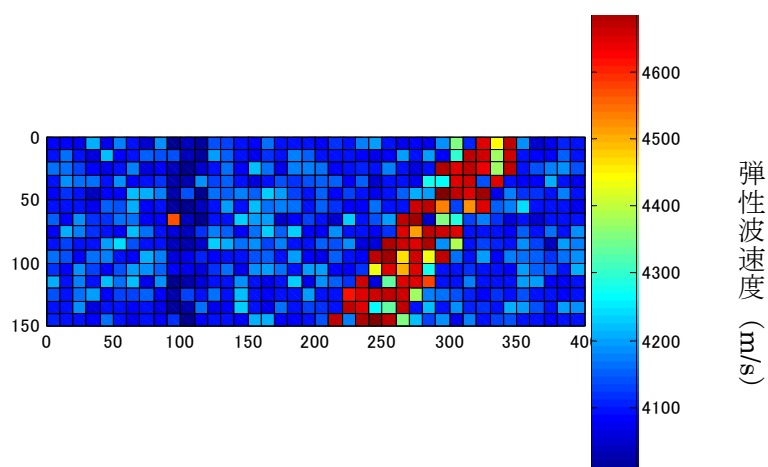
以上より、透水試験位置における透水係数と、その点での弾性波速度場の組み合わせ（差分、平均）との共相関性が強い場合が、真の透水場を精度良く推定できていると考えられる。これは本手法を原位置に適用する際に、最適の組み合わせケースを判断するひとつの指標になると考えられる。

また、($B-A$) から構築した透水場は破碎帯（高透水部）を、($C-B$) から構築した透水場はやや透水性が高い部分をそれぞれ比較的精度良く推定できていると考えられる。これは、

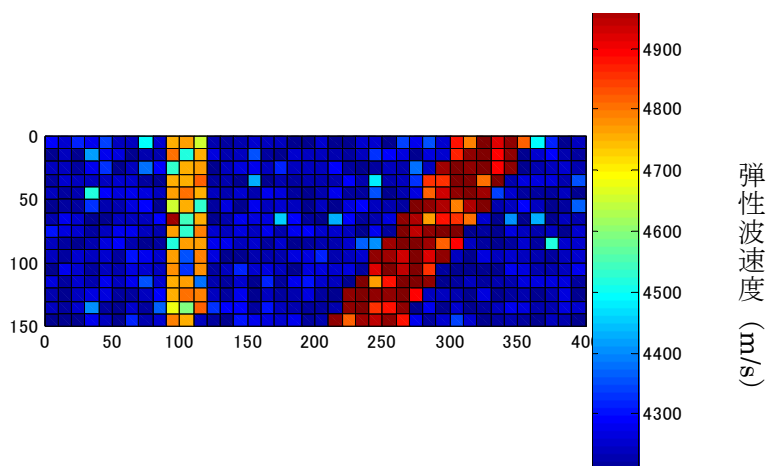
図 4.12.2-7 の (B・A) では、破碎帯の弾性波速度差が他部分に比べて大きいこと、また図 4.12.2-7 の (C・B) では、やや透水性が高い部分の弾性波速度差が他部分に比べて大きいことに起因するものと考えられる。一方、平均値を用いた場合は、やや透水性が高い部分が不明瞭であり、探査技術としての分解能は、平均化したことで各週波数の特徴が不明瞭になったと考えられる。数値実験の結果を考えると、地質構造探査手法としての低速度層分解能力と、水理場構築技術としての透水係数との相関性を両方考慮する必要があると考える。例えば、破碎帯のような高透水部を評価するための弾性波速度の組み合わせ、やや透水性が高い部分を評価するための弾性波速度の組み合わせ、そしてマトリックス部のような低透水部を評価するための弾性波速度の組み合わせでそれぞれ各部分の透水性を評価し、後で重ね合わせる方法も有効であると考えられる。



(a) 周波数 A

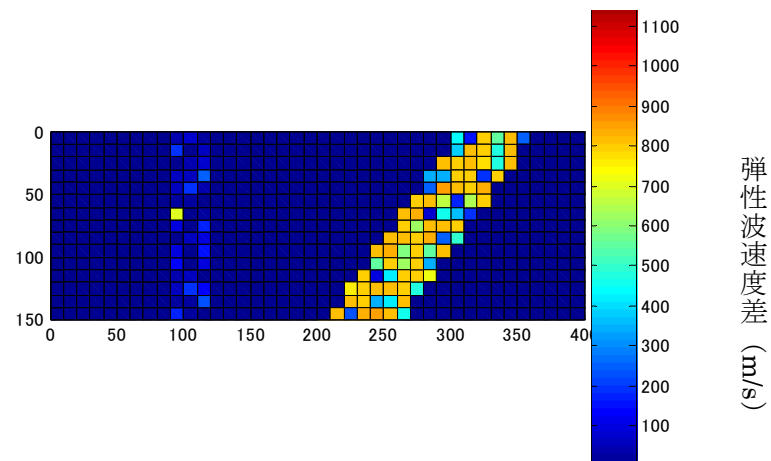


(b) 周波数 B

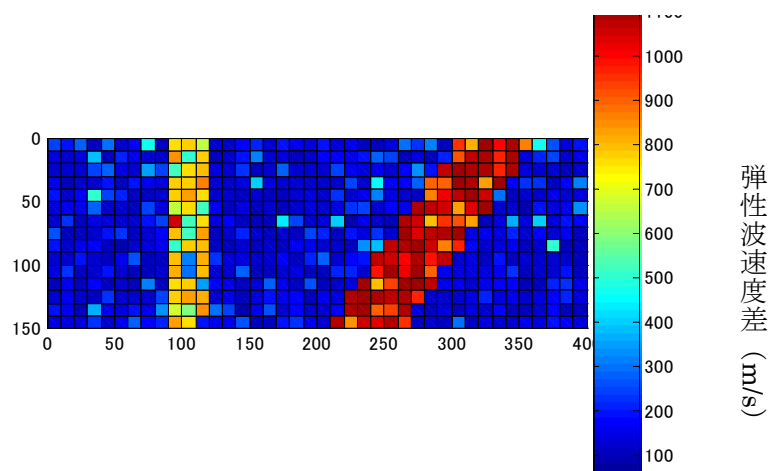


(c) 周波数 C

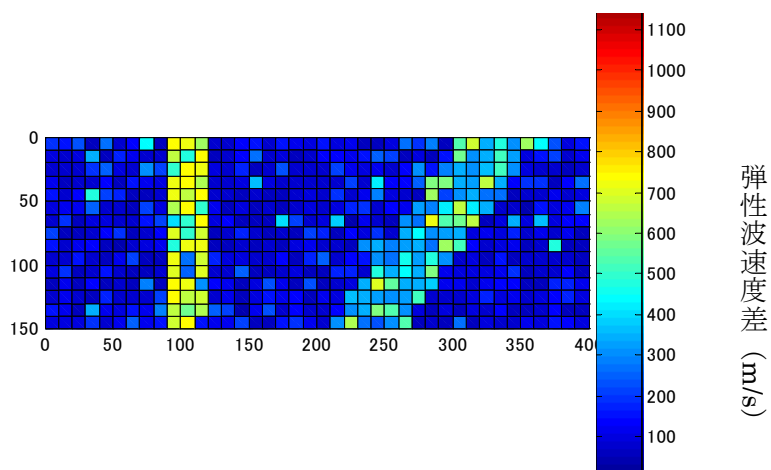
図 4.12.2-4 周波数 A, B, C の弾性波速度分布



(a) B-A



(b) C-A



(c) C-B

図 4.12.2-5 各周波数における弾性波速度の速度差分布

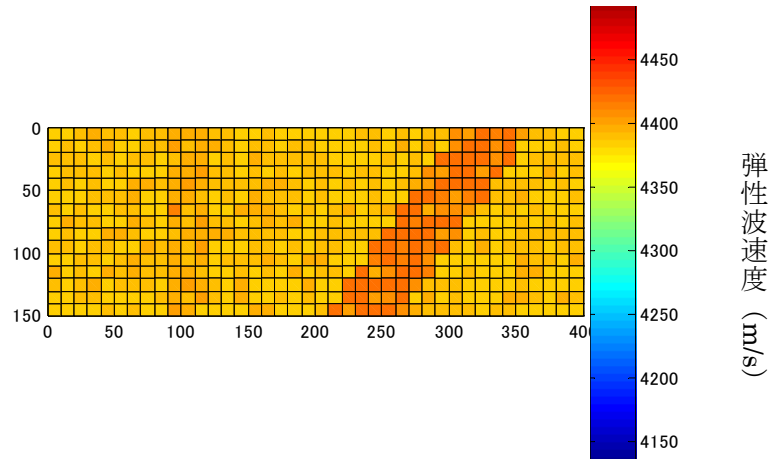
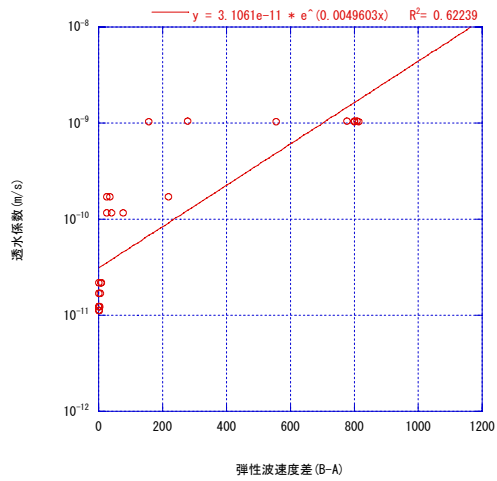
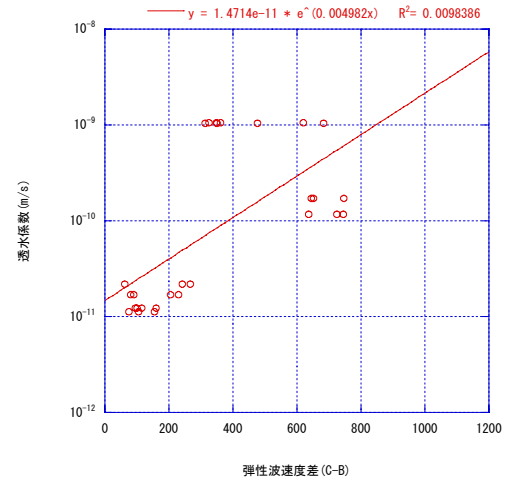


図 4.12.2-6 3 種類の周波数による弾性波速度の平均分布

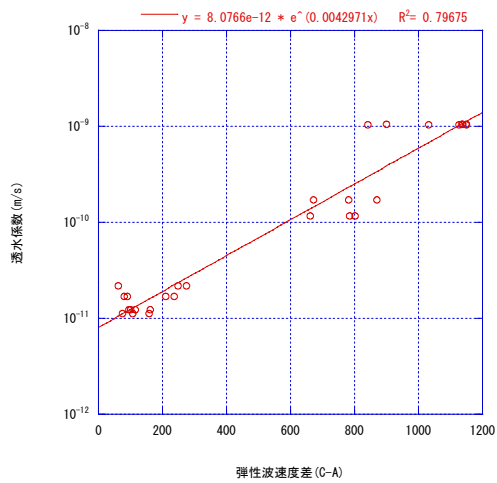
(a) B-A $R^2=0.62239$



(c) C-B $R^2=0.0098386$



(b) C-A $R^2=0.79675$



(d) 平均 $R^2=0.65082$

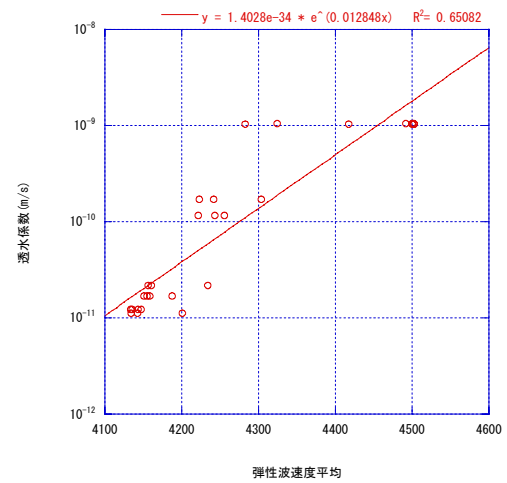
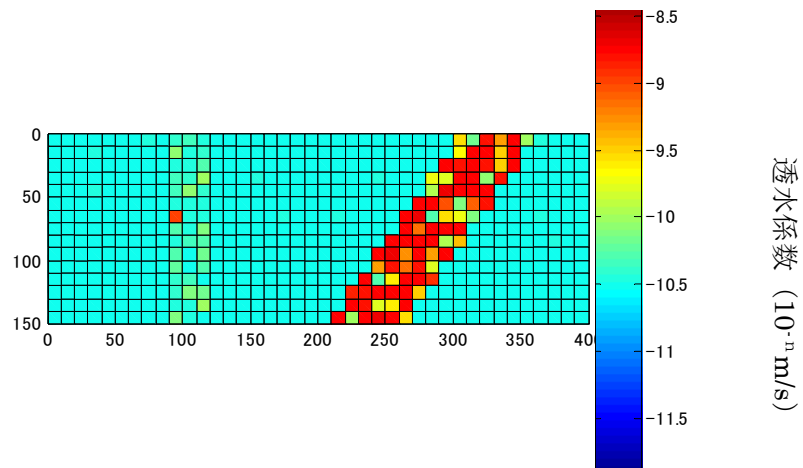
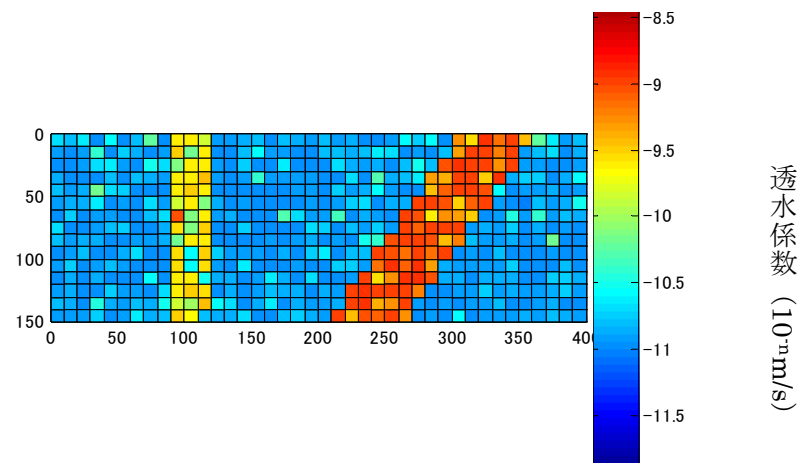


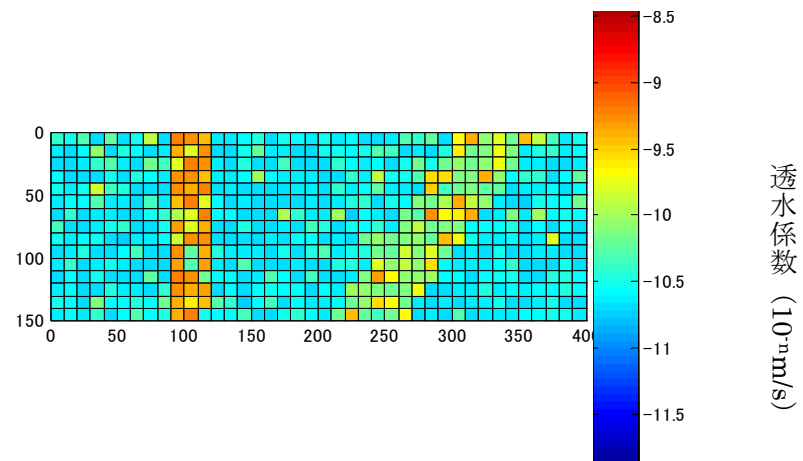
図 4.12.2-7 弾性波速度差, 平均値と透水係数との共相関性評価



(a) B-A



(b) C-A



(c) C-B

図 4.12.2-8 弾性波速度差分布から構築した透水場

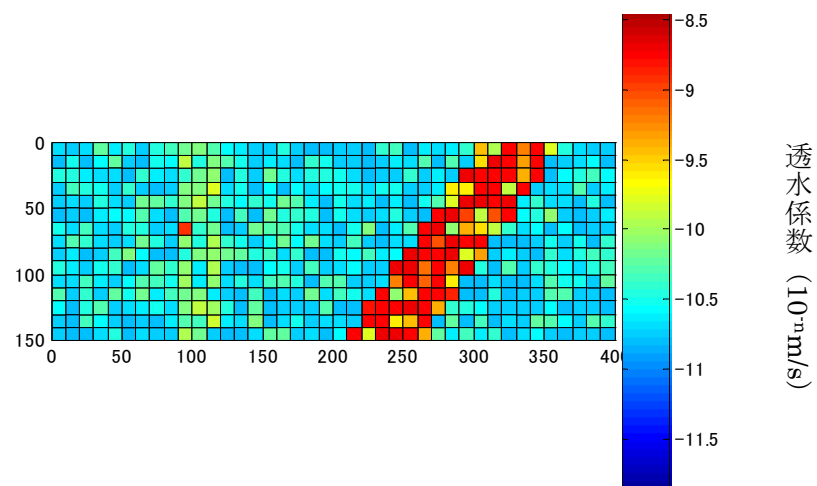


図 4.12.2-9 弾性波速度の平均分布から構築した透水場

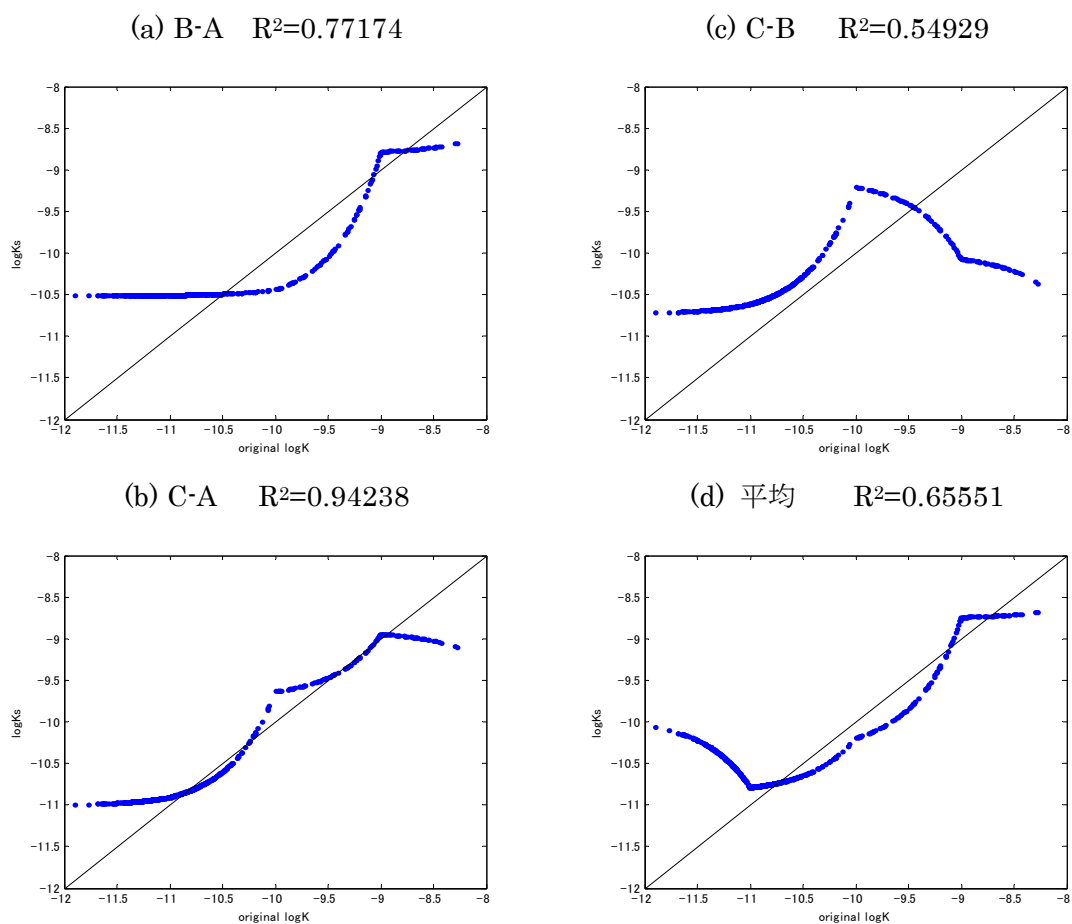


図 4.12.2-10 仮想透水場と構築した各透水場との比較

4.12.3 数値実験 2

ここでは，図 4.12.1-1(d)のモデルに関して数値実験を行った。

仮想透水場は，数値実験 1 と同様に，マトリックス部，やや高透水ゾーン，破碎帯の三種類に分類し各ゾーンの要素単位の透水係数が対数正規分布を有し，さらにゾーン内で任意に分布していることを仮定して設定した。ここでは，対数透水係数の平均値が， 10^{-6}m/s ， 10^{-8}m/s ， 10^{-10}m/s の 3 種類を設定し，分散値 0.1 の対数正規分布を発生させた。図 4.12.3-1 には，仮想透水場の対数透水係数分布を，また，図 4.12.3-2 に各透水係数の領域から得られる弾性波速度の分散特性を示す。

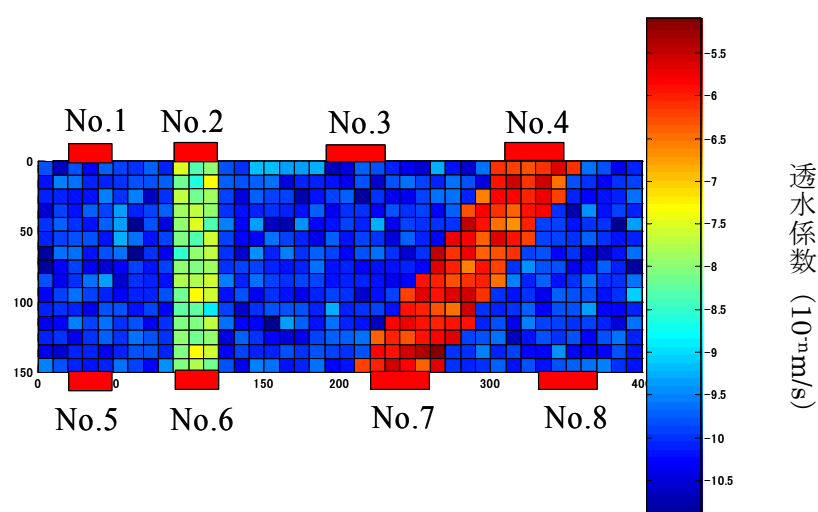


図 4.12.3-1 数値実験 2 で設定した仮想透水場

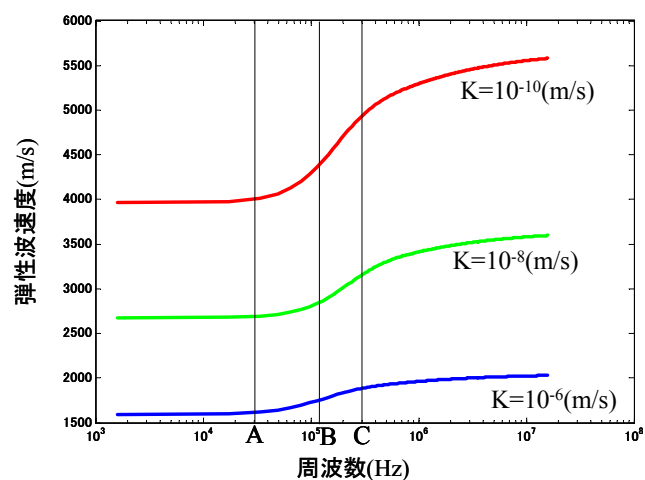


図 4.12.3-2 (d)の弾性波速度の分散特性

仮想透水場に対して、数値実験 1 と同様に、原位置で透水試験を実施したものと想定し、図 4.12.3-1 の No.1 から No.8 の 8 カ所において模擬計測し、それぞれの領域内のメッシュ平均値を透水係数の測定値とし、図 4.12.3-3 に示した。透水係数は表 4.12.3-1 に示した。次に、複数の周波数における弾性波速度場を擬似的に計測したものとして、弾性波速度分布を作成した。ここでは複数周波数として、図 4.12.3-2 に示す A, B, C の 3 種類の周波数で測定したと仮定した。表 4.12.3-2 に示す平均透水係数別の弾性波速度は、図 4.12.3-2 の弾性波速度分散曲線と計測周波数との交点から求めた。速度分布は数値実験 1 と同様に、弾性波速度値を線形補間して、仮想透水場に対応する各々の弾性波速度を算出し、その値を計測値とした。その結果を図 4.12.3-4 に示す。

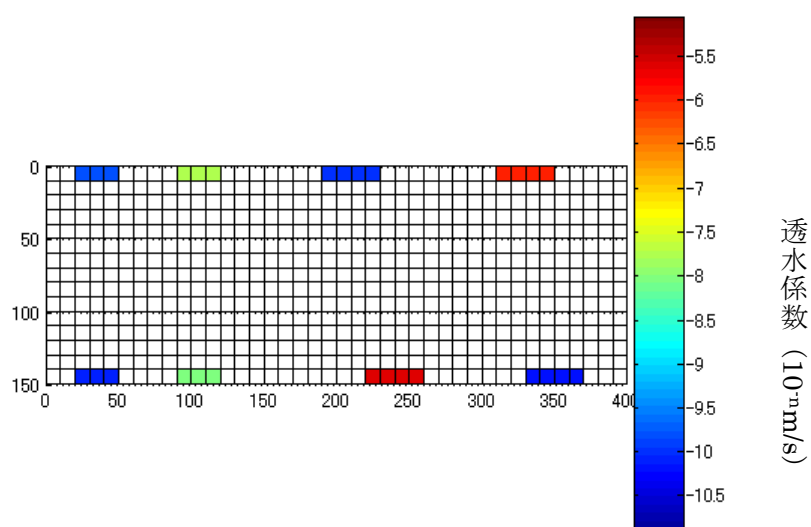


図 4.12.3-3 模擬透水試験場所の透水係数

表 4.12.3-1 模擬透水試験場所の透水係数値

透水試験位置	透水係数(m/s)
No.1	1.436E-10
No.2	1.702E-08
No.3	1.010E-10
No.4	1.044E-06
No.5	8.152E-11
No.6	9.883E-09
No.7	2.264E-06
No.8	6.529E-11

表 4.12.3-2 透水係数別における複数周波数の弾性波速度

$K(m/s)$ $F(kHz)$	$K=10^{-10}$	$K=10^{-8}$	$K=10^{-6}$
A	4010 (m/s)	2700 (m/s)	1620 (m/s)
B	4360 (m/s)	2830 (m/s)	1750 (m/s)
C	4950 (m/s)	3160 (m/s)	1890 (m/s)

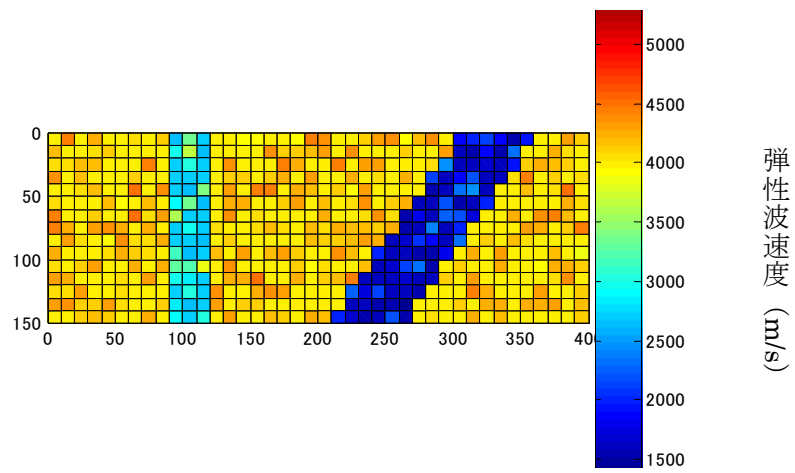
図 4.12.3-2 で示したように、破碎帯部と低透水部が弾性波速度の違いによって、明瞭に示されている場合は、図 4.12.3-4 で示した速度分布から、単一周波数においても破碎帯部分が検出できている。しかし、速度構造は地質構造を反映しているため、破碎帯が高透水であることを示しているのではないため、速度分散による透水性の確認が必要である。以下に、透水性によって弾性波速度の分散特性が異なることを利用して、透水性を評価する手法について手順を示す。

- ① 複数弾性波速度の組み合わせとして、数値実験 1 と同様に、各周波数の差分 (B-A, C-A, C-B) と 3 周波数の弾性波速度平均のケースを考慮した。その結果を各々図 4.12.3-5 と図 4.12.3-6 に示す。
- ② 透水試験位置における透水係数と、その点での弾性波速度場の組み合わせ (差分,

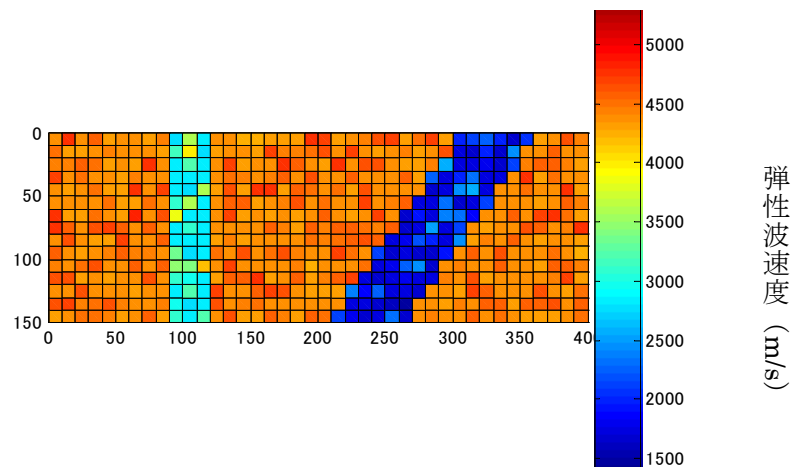
平均) との共相関性を関数近似により評価した。評価方法は数値実験 1 と同じである。評価結果を図 4.12.3-7 に示す。ここから、(C-A)、(C-B)、弾性波速度平均の場合において、その相関係数が大きいことから、弾性波速度差あるいは弾性波速度平均の値と、透水係数の共相関性が強いことが判断できる。

- ③ 各周波数における組み合わせについて、図 4.12.3-7 で求めた共相関関数を用いて各要素の透水係数を算出し、透水場を構築した結果を図 4.12.3-8 と図 4.12.3-9 に示す。
- ④ 仮想透水場と構築した透水場の比較・検討のために、図 4.12.3-10 に両者の相関を示した。相関係数 R の 2 乗値からは、(C-A)、(C-B)、(弾性波速度平均) から構築した透水場は、ともに相関係数が大きく、比較的精度良く再現できていると判断した。

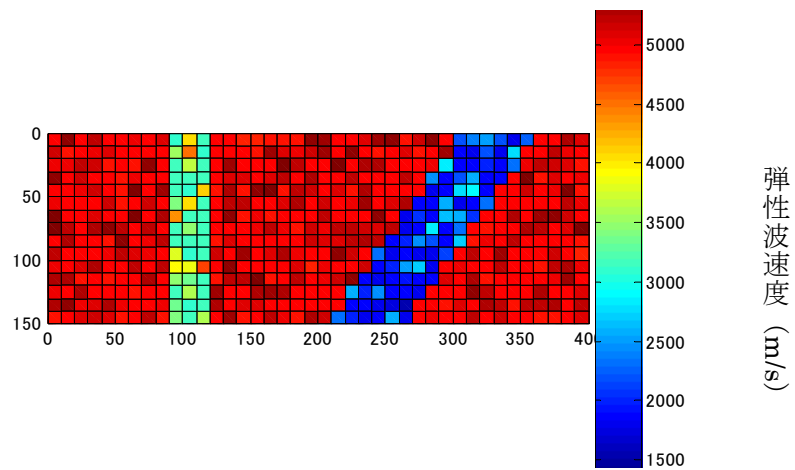
以上より、透水試験位置における透水係数と、その点での弾性波速度場の組み合わせ(差分, 平均) との共相関性が強い場合は、真の透水場を精度良く再現できていると考えられる。図 4.12.3-2 のように破砕帯部とマトリックス部の速度差が大きい場合は、平均値を用いた場合でも、破砕帯部を良く表現できているように見える。これは、地質構造の違いによる弾性波速度分の違いが明瞭に現れたものと考えられる。この現象を原位置に反映して考えると、大規模な破砕帯を挟むようなジオメトリで本手法を適用すれば、弾性波速度分布のアノマリーから破砕帯を検出できることに加えて、透水係数分布も構造に沿って、明瞭に得られる可能性を示している。図 4.12.2-8 によると (B-A) から構築した透水場は、高透水部とやや透水性が高い中透水部の対数透水係数が同じような値を示し、その両者の識別ができていないと言える。これは、図 4.12.3-5 において弾性波速度差の変化量(グラフの横軸の変化量)が他のケースと比べて小さく、高透水部と中透水部の透水係数に対応する弾性波速度差にあまり違いが見られないことが原因で、速度分散による速度差コントラスト小さい場合には、図 4.12.3-5 の共相関関数の傾きが小さくなるため、このようなことが生じると考えられる。



(a) 周波数 A

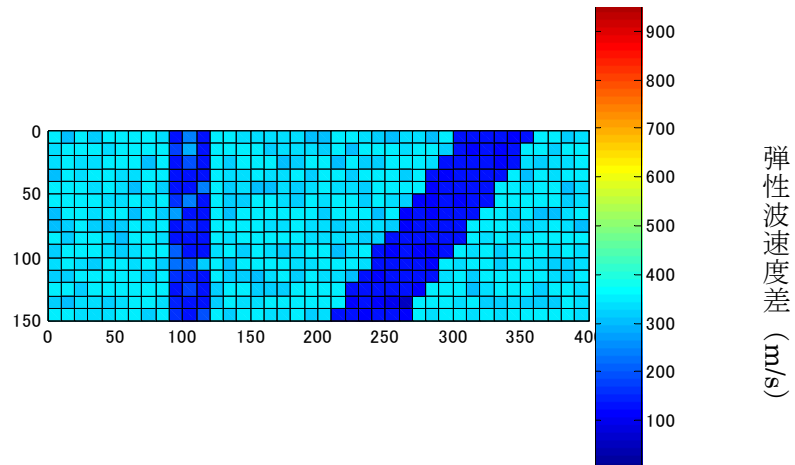


(b) 周波数 B

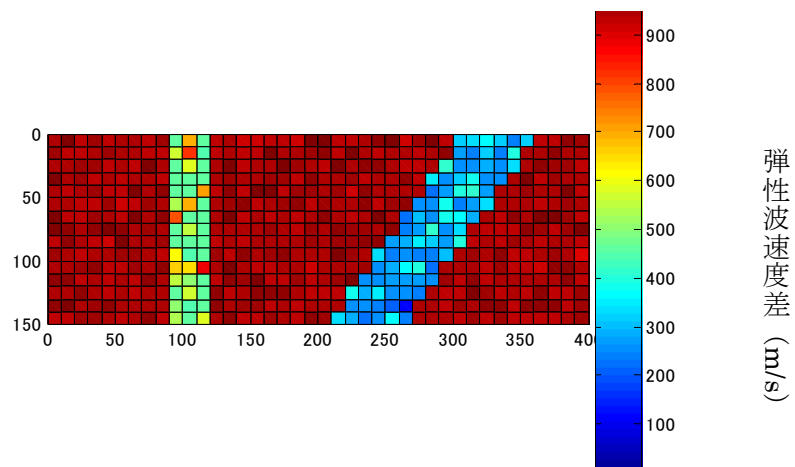


(c) 周波数 C

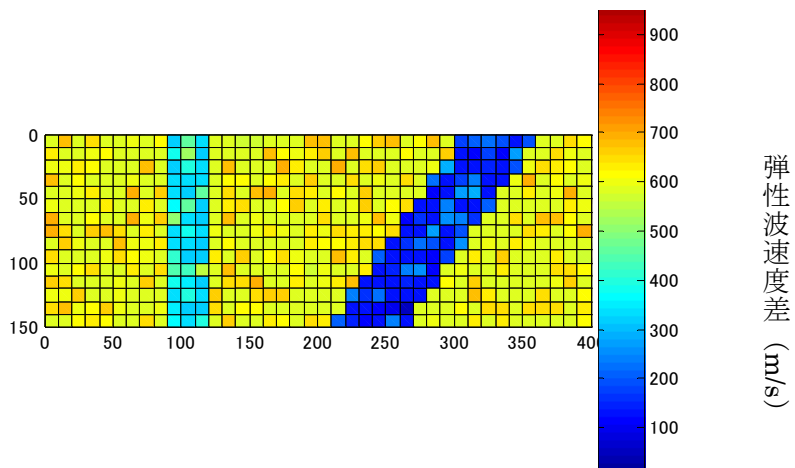
図 4.12.3-4 周波数 A,B,C の弾性波速度分布



(a) B-A



(b) C-A



(c) C-B

図 4.12.3-5 各周波数における弾性波速度の速度差分布

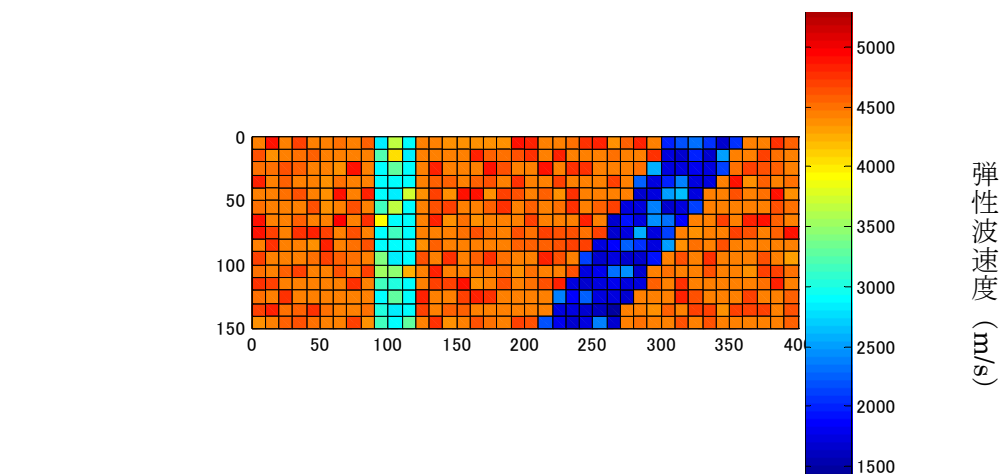
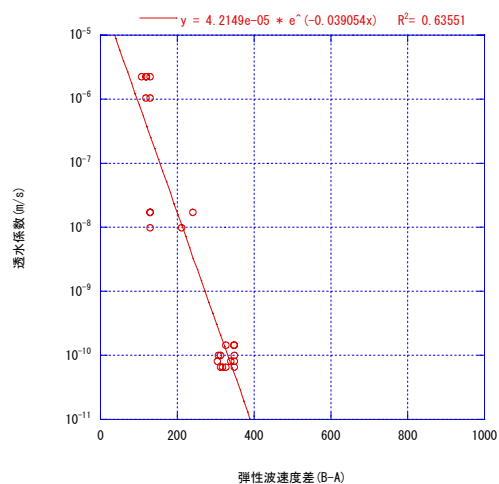
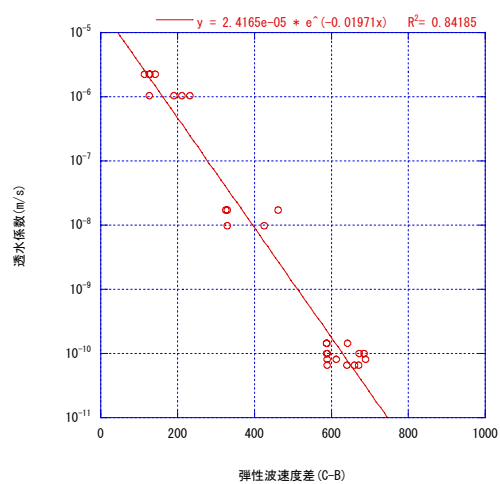


図 4.12.3-6 3 種類の周波数による弾性波速度の平均分布

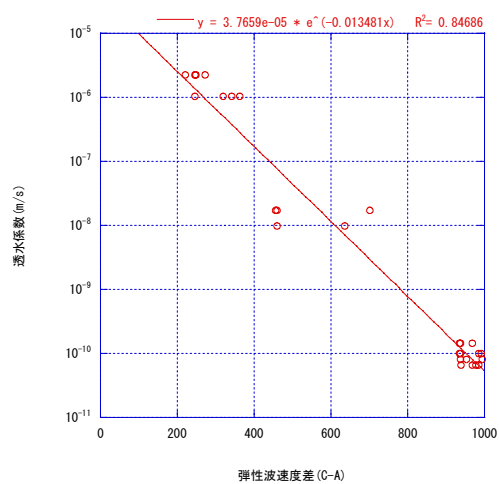
(a) B-A $R^2=0.63551$



(c) C-B $R^2=0.84185$



(b) C-A $R^2=0.84686$



(d) 平均 $R^2=0.86324$

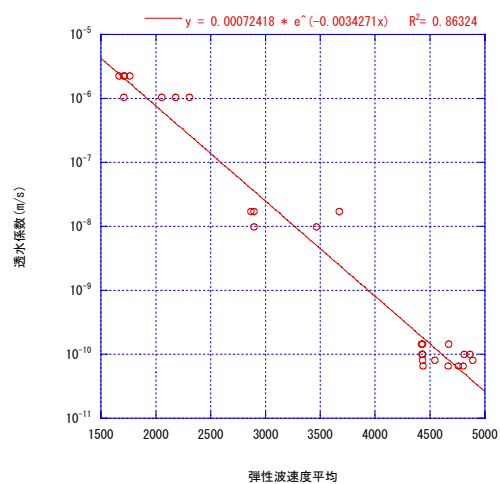
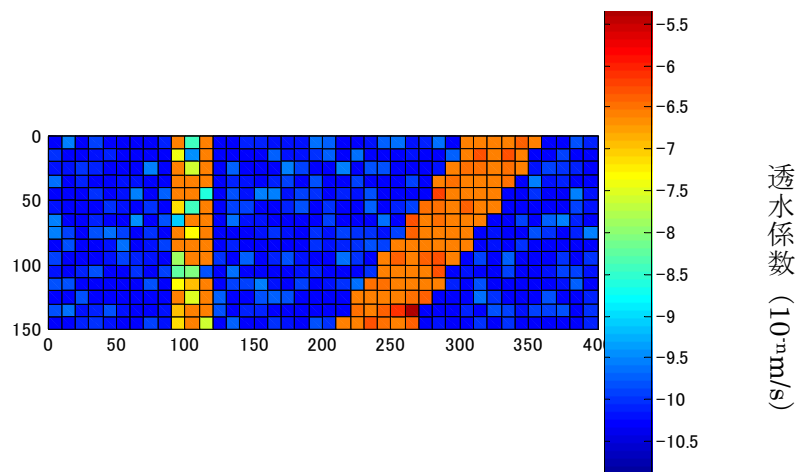
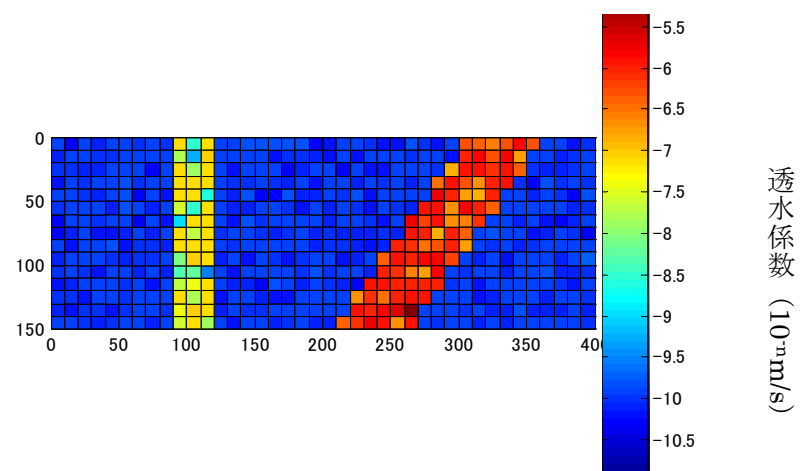


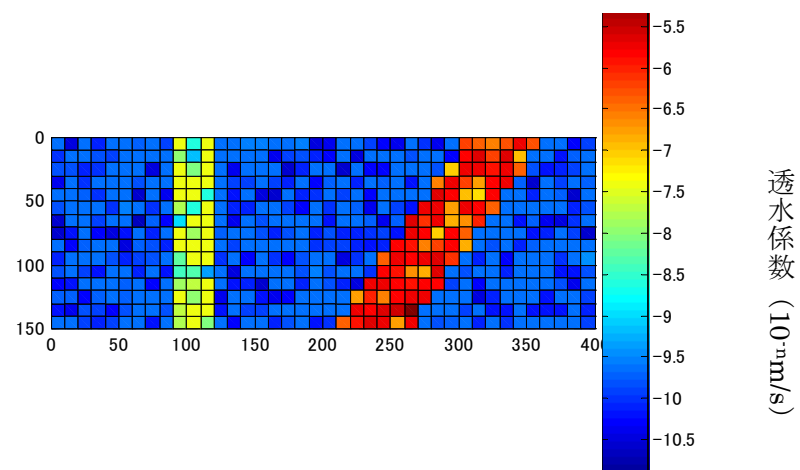
図 4.12.3-7 弾性波速度差，平均値と透水係数との共相関性評価



(a) B-A



(b) C-A



(c) C-B

図 4.12.3-8 弾性波速度差分布から構築した透水場

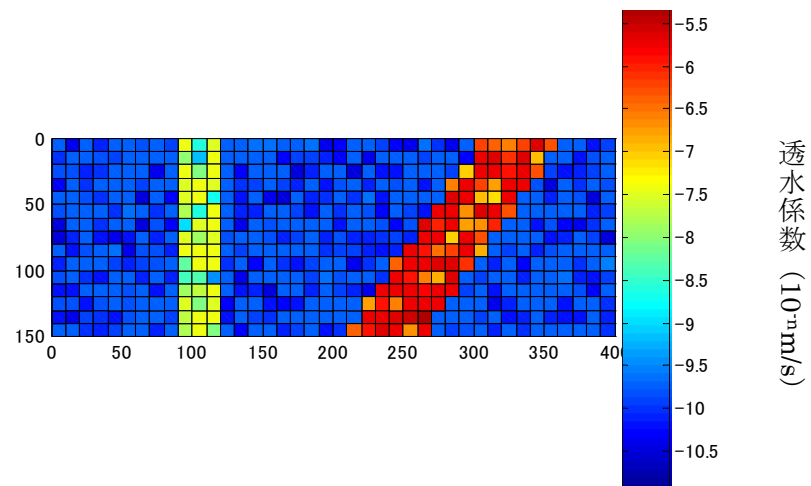


図 4.12.3-9 弾性波速度の平均分布から構築した透水場

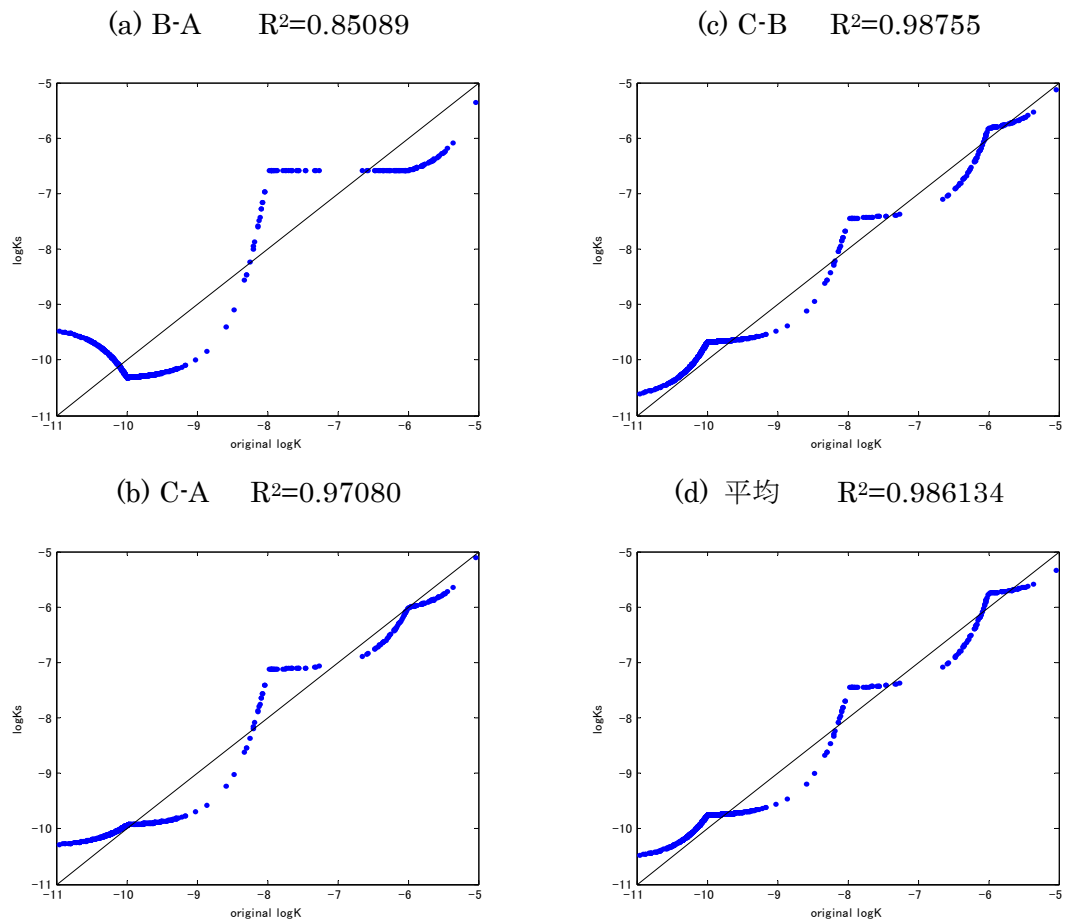


図 4.12.3-10 仮想透水場と構築した各透水場の比較

4.12.4 透水場構築方法の評価

ここでは、透水場推定手法の適用性を検討するために、①透水場の想定②計測③処理④評価⑤推定⑥検証の手順で数値実験を行った。

仮想透水場を作成し、弾性波速度の分散特性を表す曲線を仮定し、そこから擬似的に原位置透水試験と複数の周波数による弾性波速度場を算出した。次に、複数の周波数の弾性波速度の組み合わせ（差，平均）を考慮し、透水係数と透水試験位置における弾性波速度の組み合わせとの相関性を評価した。そして、その相関性を用いて透水場を構築し、仮想透水場との比較を行った。その結果、透水構造の違いによる速度差と透水係数分布との相関による透水場構築手法を用いることで、精度良く透水場を推定することができたものと判断した。また、高透水部と低透水部との速度差が大きい場合には、本手法によることなく速度構造から、高透水部を検出することができるが、透水係数分布を得るためには、共相関関係を用いることで、透水係数分布が得られることから、本技術の透水場構築手法としての妥当性が検証できたものと判断した。ただし、地質構造探査の感度と透水係数分布の感度からは、いくつかの周波数帯による組み合わせも考慮する必要がある。また速度差を取る場合と、平均を取る場合では、弾性波速度分布パラメータと透水係数の共相関性が異なるため、適宜相関性が高い組み合わせを考慮して透水場を構築することが必要である。

透水係数分布の再現性を考えると、弾性波速度差と透水係数との共相関性が強い場合が、透水場を精度良く推定できていることが分かった。したがって、本手法を原位置試験に適用する場合を考えると、弾性波速度差と透水係数との共相関性が強い場合を採用し、透水性評価に用いることが有効である。

4.13 弾性波速度差を用いた手法の開発

原位置で分散周波数を特定するためには、周波数制御可能な震源を利用して、周波数を多数変化させた測定を行う必要がある。弾性波トモグラフィでは空間的に多数のデータを扱うことから、測定に多大の時間を要することが懸念される。さらに、高周波数の波動の減衰特性などを考慮すると、室内試験で使用した周波数帯（数 100kHz～数 MHz）の波動を利用することは現実的ではない。

また、特定した分散周波数が Biot 理論と BISQ 理論のどちらによるものかを判断する必要があり、理論的に厳密に分散現象を取り扱っていくためには、実用面での課題が残されていると考えた。

これまでの室内実験の結果から、透水性と弾性波速度分散現象は相関性があり、透水係数が大きくなると分散する周波数帯は全体的に低い方向にシフトすることが確認されている。そこで、現実的な透水場構築方法として、周波数の測定は分散領域内の数種類とし、それらの速度差には何らかの透水性に関わる情報が含まれるとして、速度差と透水試験結果との相関から透水場を構築する手法を提案する。

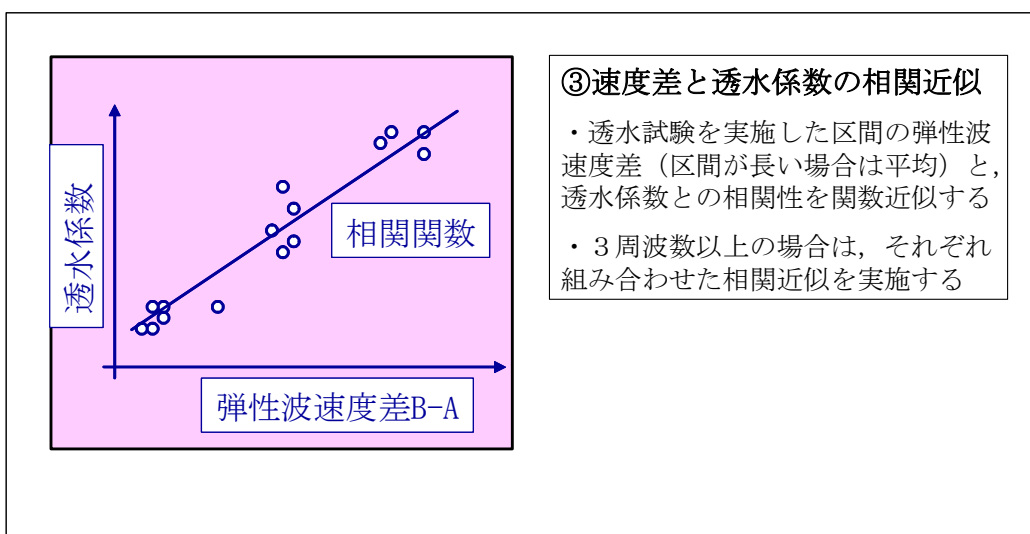
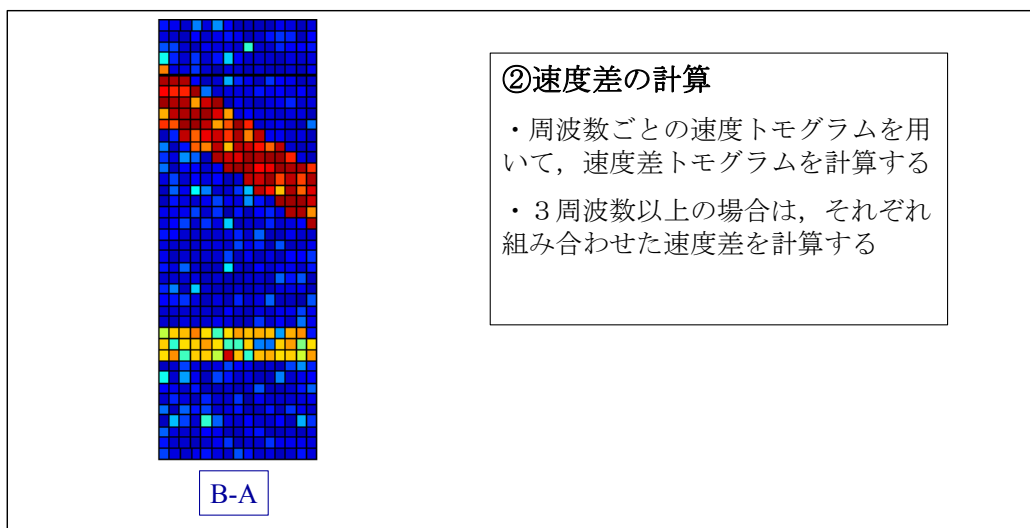
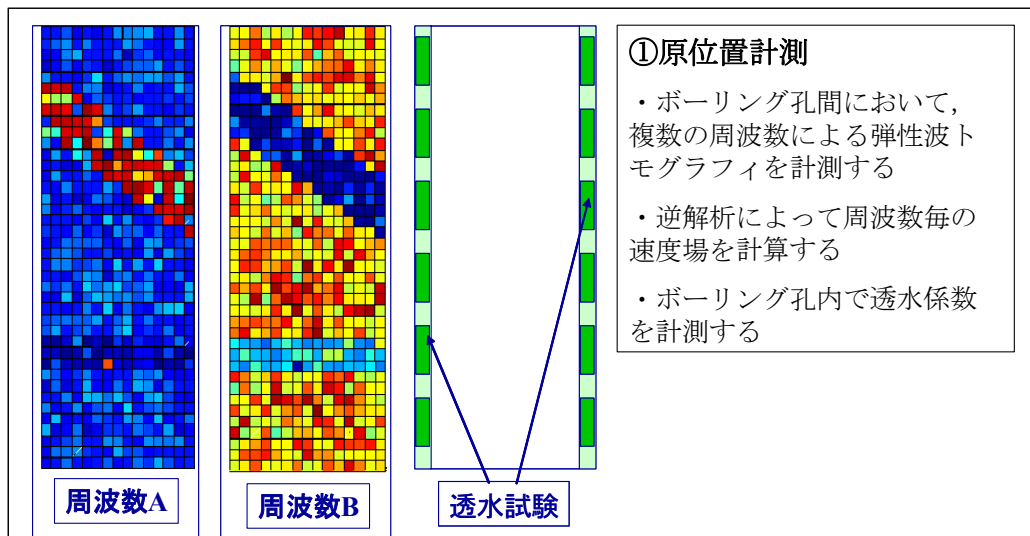
具体的手順を 図 4.13-1 に示す。

まず、測定区間において、複数の周波数により弾性波トモグラフィ測定を実施する。具体的には、ピエゾ震源のように、周波数コントロールが可能なものが望ましいが、インパクト震源やスワイプ震源などで、バンドパスフィルタリングによる測定周波数区分も可能性があると考える。ただし、バンドパスフィルターを用いる場合には、位相変化に十分注意する必要がある。次に、弾性波トモグラフィで使用したボーリング孔を用いて、孔沿いの透水試験を実施し、透水係数を把握する。

弾性波トモグラフィの測定結果から初動走時を読み取って、逆解析により周波数ごとの弾性波速度分布を求める。逆解析によって得られた速度分布から、複数周波数による弾性波速度の差を求める。この場合に3種類以上の周波数を用いた場合は、各週波数の組み合わせを求めておくと、この後の透水係数分布との共相関を取る際に相関性を比較することができる。

透水試験位置における弾性波速度差と透水係数の相関性を評価する。いくつかの組み合わせによって、水理構造や地質構造など総合的に評価する。

評価した相関性を、相関係数とその誤差を指標として、弾性波速度差をもとに空間的に再配分し、透水場を構築する。



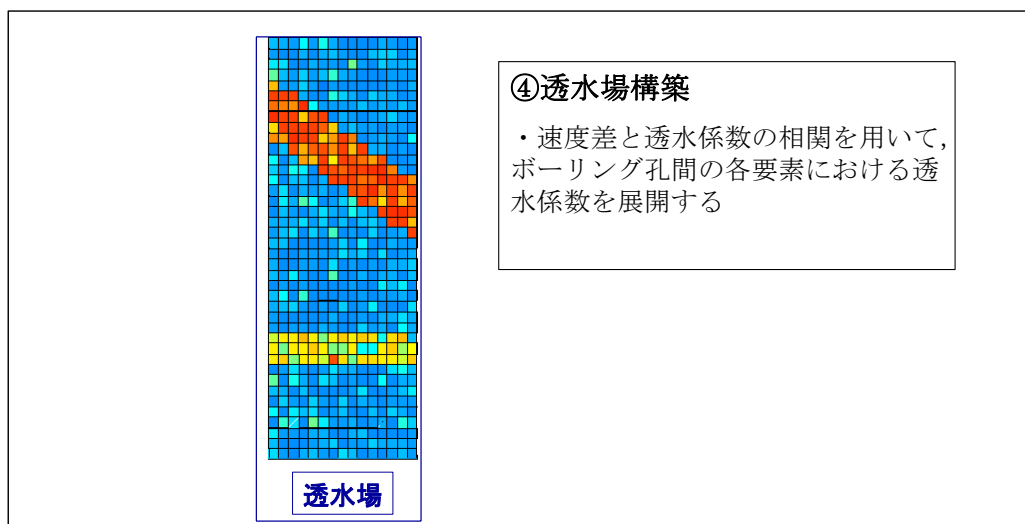


図 4.13-1 本手法による透水場構築の手順

5. 原位置試験

5.1. 試験の目的と手順

本章では、第4章の室内試験で確認した弾性波速度分散を、原位置レベルで確認し、異なる周波数による弾性波トモグラフィと原位置透水試験を用いた透水場構築手法を確認することを目的として原位置試験を実施した内容を記す。

第4章で説明した室内実験では、水で飽和された花崗岩の岩石サンプルのスケールで、実際に弾性波が周波数によって速度分散を起こすことを確認した。室内試験では岩石サンプルのサイズにより、高周波数の弾性波を使用したが高周波の波動は減衰が大きいため、実際の原位置調査で使用することは不可能である。一方で、岩石サンプルではサンプル長と弾性波の波長の関係で、周波数が低い波動は利用できないため、室内試験レベルよりも低い周波数における弾性波速度分散を確認することが残されている。実際に本手法を原位置で適用するには、ある程度離れたボーリング孔間において、弾性波トモグラフィを実施し、地盤の透水係数分布を推定することから、波長が長い周波数の低い弾性波を用いることが現実的であり、そのためには、室内実験よりも低い周波数での周波数分散を確認する必要がある。

室内試験の岩石サンプルよりも測定スケールを大きくすると、対象とする亀裂のスケールも大きくなると考え、岩盤中の亀裂の長さを BISQ 理論の **Squirt Length** に置き換えても成立するとした。実スケールでは、対象とするスケールにおいて、特長的な水みちが岩石供試体より長くなり、従って **Squirt Length** も長くなるため、第3章の式 3.2-10 で示した分散周波数は低下すると予想した。すなわち、室内試験レベルで生じた弾性波の周波数分散は、実験スケール相当の周波数分散を起こしたものと考え、亀裂規模が大きくなった場合に、より低い周波数で分散を起こすと考えた。

原位置試験では、亀裂の制御が不可能なので、亀裂の性状が既知である場所が必要であることに加え、現地測定データに基づいて作成する弾性波トモグラムに対して、地質構造、水理情報についてできる限り不確実性を低減させ、得られた弾性波速度の分散現象が、直接水理地質構造に反映できるように、これらに関する情報をできる限り多く利用できるサイトを用いることが必要である。そのため、放射性廃棄物の地層処分研究で利用されており、結晶質岩の地質環境において岩盤特性および岩盤中の亀裂、破碎帯等に関する情報が豊富に存在するスイスのグリムゼルテストサイト（以下 **GTS** と略す）で原位置試験を実施した。

GTS での原位置試験の手順として、最初に小規模の試験対象エリアにおいて、透水場構築手法の適用性を確認するための予備試験を実施することとした。予備試験では、まず、2本の近

接したボーリング孔を用いて、3種類の異なる周波数を用いて弾性波トモグラフィ計測を行い、ボーリング孔間が狭い現位置試験のスケールで、実際に弾性波速度が分散し、本手法のうち速度差トモグラムが作成できるか確認することとした。

次に本試験として、予備試験と同じサイトを用いて、細かい周波数帯による弾性波速度分散を確認した後に、複数の異なる周波数の波動を使った弾性波トモグラフィ計測を実施して、併せて原位置透水試験を行って、計測した透水試験データを用いて透水係数トモグラム作成することとした。そして本手法で作成した透水係数の空間分布を確認するために、トモグラフィ実施区間の中央にボーリング孔を設置（実際は既存の小口径のボーリング孔を拡孔）して、孔内で追加の原位置透水試験を実施するとともに、既存の水理情報も参考にして透水場を構築し、弾性波による結果との比較を行うことで、小規模の原位置スケールで手法の適用性を確認することとした。その後、スケールを広げ、物理探査が持つ本来の広域調査に向けた適用性について確認することとした。結晶質岩については、1m程度の小規模スケールと70m程度のやや広域スケールについてそれぞれ試験結果を記す。

次に、実際の地質環境調査のスケールにおいて本手法の適用性を実証するために、ボーリング孔間距離を100m以上として、堆積岩において透水場構築を試行することとした。原位置試験の流れは図 5.1-1 にフローチャートで示した。

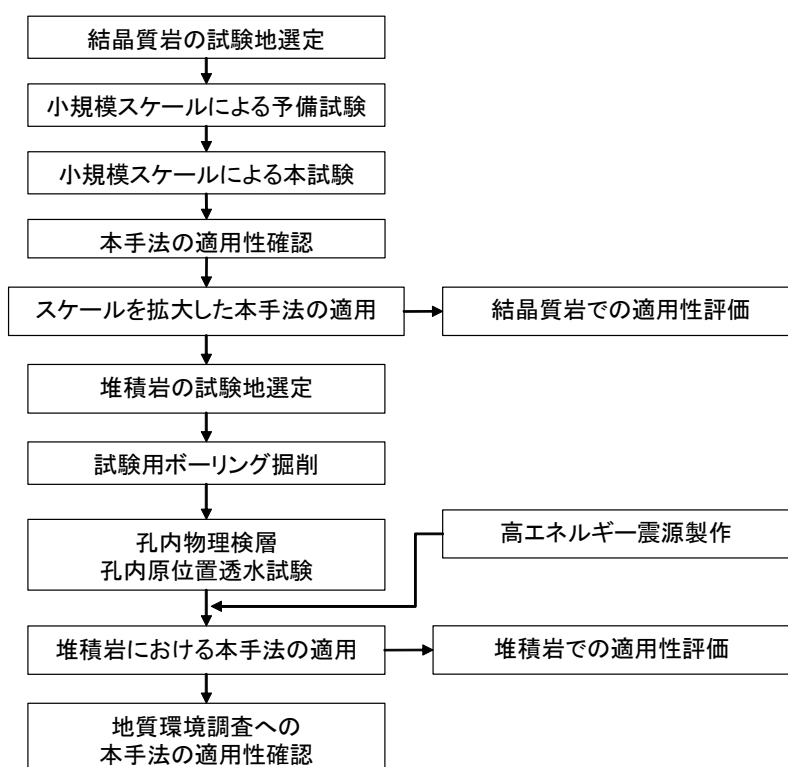


図 5.1-1 原位置試験の流れ

5.2. 結晶質岩を対象とした試験場の概要

5.2.1 試験場の概要

GTS は、1984 年にスイス放射性廃棄物管理共同組合（National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste, 以後 NAGRA と略す）によって設置された地下研究所で、スイス中央部の海拔 1,730m、地表からの深さ 450m のスイスアルプスの岩体内に設けられている。GTS では、地質、地球物理、水文地質、岩石力学及び放射性核種の移行などを含む多くの分野で幅広い調査が行われていることから、本研究の確証に適用できる情報が存在する。図 5.2.1-1 に示すように、地下発電所へのアクセストンネルから枝掘された複数のラボラトリトンネルが掘削されており、ラボラトリトンネルから多数のボーリング孔が施工されている。

地質は花崗閃緑岩を主体とし、全体に緻密であるが、図 5.2.1-2 の地質図に示すように、所々に lamprophyre (ランプロファイヤー：コウ班岩) の貫入が認められる。一部には S ゾーン (図中 S1,S2,S3) と呼ばれる北東－南西方向の低速度、高透水ゾーンと K ゾーンと破碎帯 (図中 K2) が分布する。母岩の P 波速度は概ね 5km/sec、健岩部の透水係数は $10^{-12} \sim 10^{-14}$ m/sec である。S ゾーンでは、P 波速度が 4km/sec 程度、透水係数が $10^{-8} \sim 10^{-9}$ m/sec を示す。

今回の試験場所は最奥部に位置し (図 5.2.1-1 中○印の部分)、約 20m の間隔でほぼ並行するアクセストンネルとラボラトリトンネルをシアゾーンが横断している。

図 5.2.1-3 に試験場所の拡大図を示す。原位置試験には図中に示した GAM Orthogonal サイト (以下 GAM サイトと呼ぶ) を利用した。なお、GAM は Marshall & Lunati(2006)の既往研究である”Gas Migration Experiments”に由来している。

GAM サイトは、Wyss (1996), Gemperle (1999a), Gemperle (1999b), Trick(2000), Trick(2001)などによって、シアゾーンを対象にした研究が実施されており、シアゾーンの位置および規模がほぼ把握されている。本研究では GAM サイトを小規模試験対象と位置付け、孔間距離が 1.3～1.6m の 2 本のボーリング孔 (TPF95-01, GAM98-02) を利用して手法の実証を行うものとした。

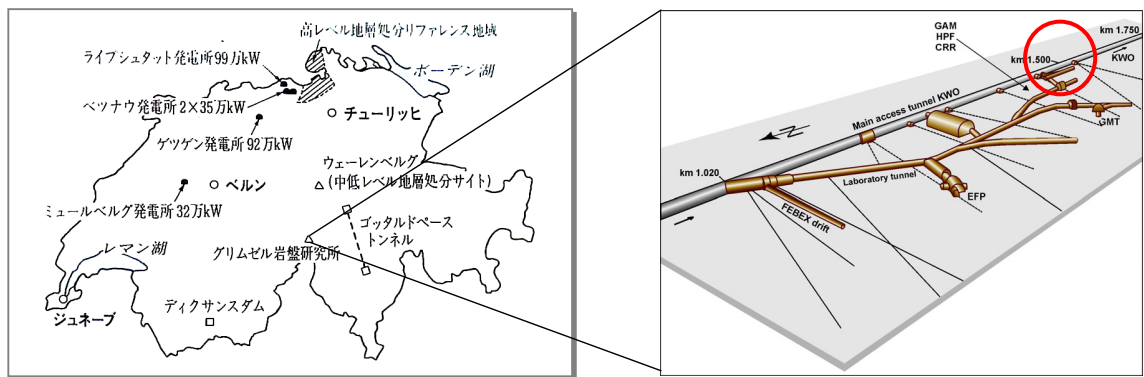


図 5.2.1-1 グリムゼルテストサイト (GTS) の案内図 (左図) および試験位置図 (右図)

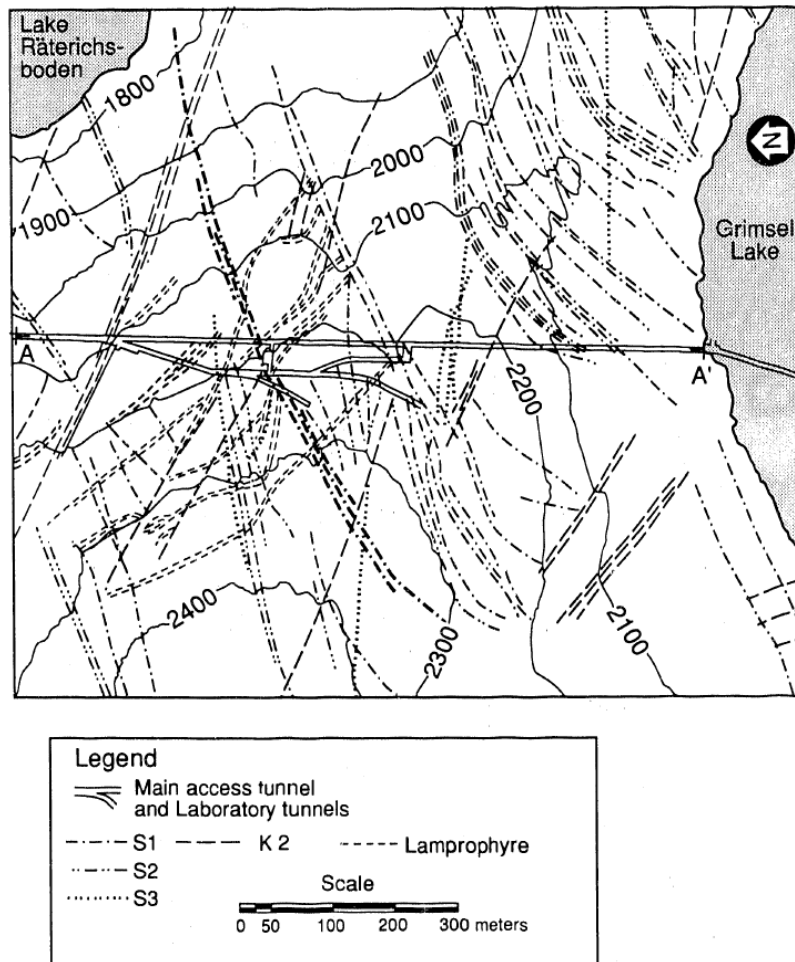


図 5.2.1-2 GTS の地質構造図 (Majer et al 1990)

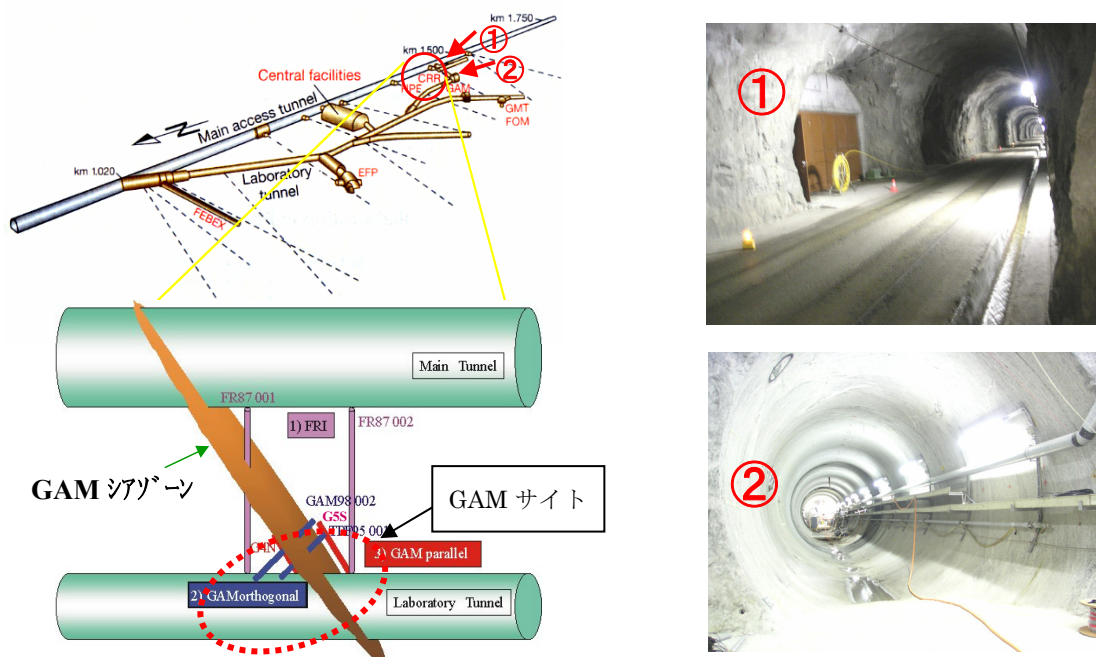


図 5.2.1-3 試験サイト（GAM サイト）の概要。①は左図のアクセストンネルを①方向から、
②は同じくラボラトリトンネルを②方向から見た写真

5.2.2 既存情報の整理

GAM サイトでは、これまでにシアゾーンを対象にした研究が実施されている。ここでは、これらの既存情報について整理する。

GAM サイト周辺では、表 5.2.2-1 に示した 26 本のボーリング調査が実施されており、このうち 17 本はシアゾーンを横断している。既往研究から本サイトの地質構造は、図 5.2.2-1 で示したように、様々なスケールで地質概念モデルが構築されている。

GAM サイトでは、大規模な透水構造として、シアゾーンがほぼ面的に存在していると考えられている。このシアゾーン内の開口部と断層ガウジの分布は、図 5.2.2-1 に示したように非常に不均質で、シアゾーンの透水性に影響している。シアゾーン内の物質移行概念も二重間隙モデルや二重透水モデルで評価されている (Marschall&Lunati 2006)。図 5.2.2-2 の丸印はシアゾーンとボーリングとの交差位置を示している。図中の点線はシアゾーンに並行して掘削された 6 本のボーリングの投影でありこれらは、シアゾーンと交差していない。図 5.2.2-3 に弾性波トモグラフィの計測に使用した GAM98-02 孔のボアホールカメラの画像データを示す。画像からは孔口から 6.35～6.55m に試験の対象としたシアゾーンの細かい亀裂が確認できる。この画像からはこのほかに、5m 付近にも小さいシアゾ

ーンが確認できる。また、もう一方のボーリング孔 TPF95-01 孔では、コア観察から孔口から 4.11～4.39m にシアゾーンが分布する。この 2 点で確認されたシアゾーンは周辺のマトリックス部よりも透水性が高いとされている。

表 5.2.2-1 GAM エリア周辺のボーリング孔

ID	X (m)	Y (m)	Z (m)	Diameter (mm)	Azimuth (°)	Dip (°)	Length (m)
AU83-034	667474.4	158927.5	1733.22	101	91	-5	3.04
FRI87-01	667474.5	158934	1733.2	86	91	12	21.18
FRI87-02	667474.4	158923.9	1733.3	86	91	12	21.07
FRI87-03	667474.2	158930.9 ²	1733.98	146	149	15	9.78
GA89.01	667474.7	158933	1733.51	86	94.2	6	20.55
TPF95-01	667474.3	158930.2	1732.615	86	138.6	-8.8	4.98
TPF95-02	667474.4	158931.6	1732.622	86	138.5	-8	6.32
TPF95-03	667474.4	158931	1732.62	36	138.6	-8	5.87
TPF95-04	667474.4	158930.6	1732.624	36	138.7	-8.3	5.87
TPF95-05	667474.3	158927.3	1732.662	36	139.1	-5.3	2.8
TPF95-06	667474.3	158929.4	1732.636	36	138.6	-7.6	4.14
TPF95-07	667474.1	158930.1	1732.271	36	142.3	-8	5.35
GAM98-01	667474.1	158928.5	1732.282	86	147.7	-36.9	5.75
GAM98-02	667473.9	158932	1731.992	86	135.9	-10.6	6.94
GAM98-03	667474.1	158928.8	1732.253	36	145	-20.7	4.7
GAM98-04	667473.9	158931.6	1732	86	144.9	-10.8	6.3
GAM98-05	667474.1	158930.5	1732.247	36	130.5	-8.3	5.72
GAM98-06	667473.9	158929.7	1732.025	36	107.4	-20.6	7.18
GAM98-07	667474.5	158931	1733.856	36	112.4	-14.8	6.7
GAM98-08	667474.4	158929.4	1733.84	36	150.9	-13.2	5.13
G4N	667473.3	158925.5	1731.788	86	55.4	-35.3	6.73
G5S	667473.8	158923.5	1732.156	86	58.8	-37.1	6.71
G4S	667474	158923.8	1732.397	50	55.8	-34.8	7.02
G3S	667474.1	158923.9	1732.501	50	54.5	-30.5	7.01
G2S	667474.2	158924	1732.686	50	54.4	-24.3	7.02
G1S	667474.3	158924.1	1732.779		53.3	-17.4	7.02

注:AU83-034,FRI8701,FRI87-02,FRI87-03,GA89.01,TPF95-06 は GAM エリアの外側にある FRI サイト (図 5.2.1-3 参照) のボーリングである。なお, G1S～G5S の 6 本はシアゾーンに並行に掘削されており, シアゾーンを貫通していない。

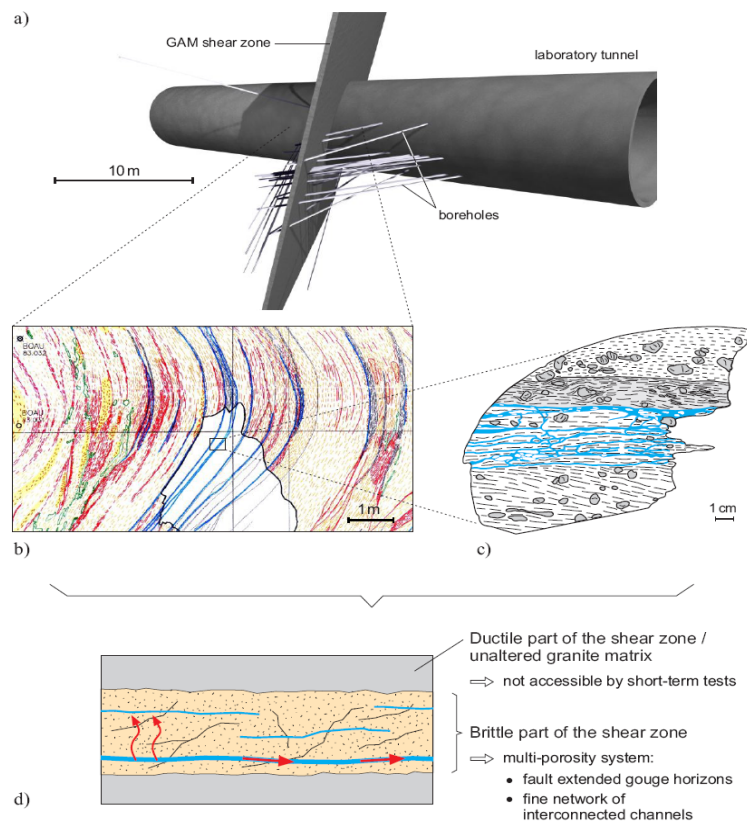


図 5.2.2-1 GAM シアゾーンの地質概念モデル(Marschall&Lunati 2006)) : (a)サイトスケールでは、ほぼ平面構造 (b)数本の並行した断層ガウジの集合体, (c)単一の断層ガウジは亀裂ネットワークによるチャンネル構造を示す, (d) 単純化されたシアゾーン内の流動経路

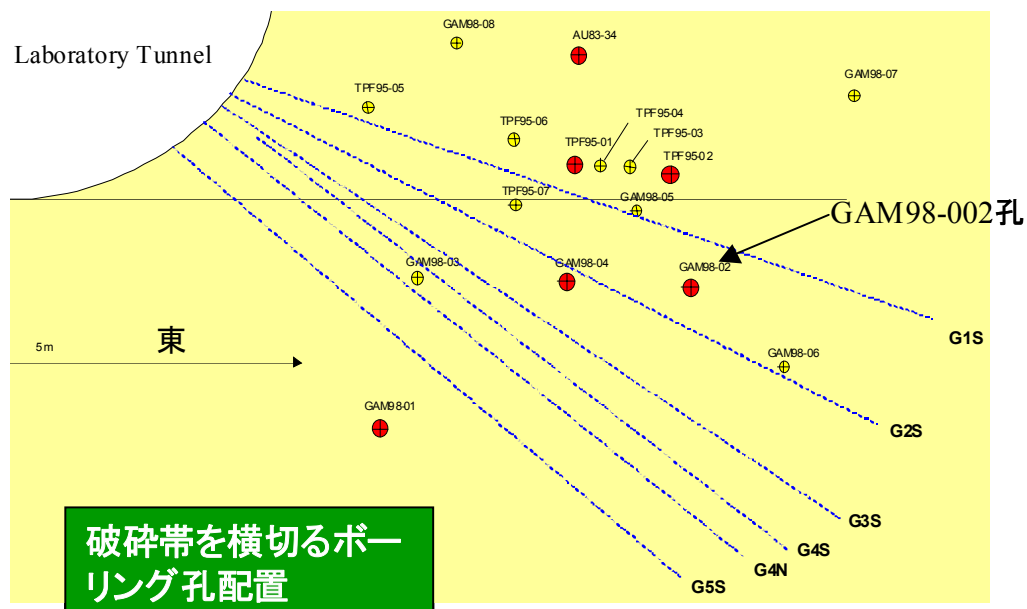
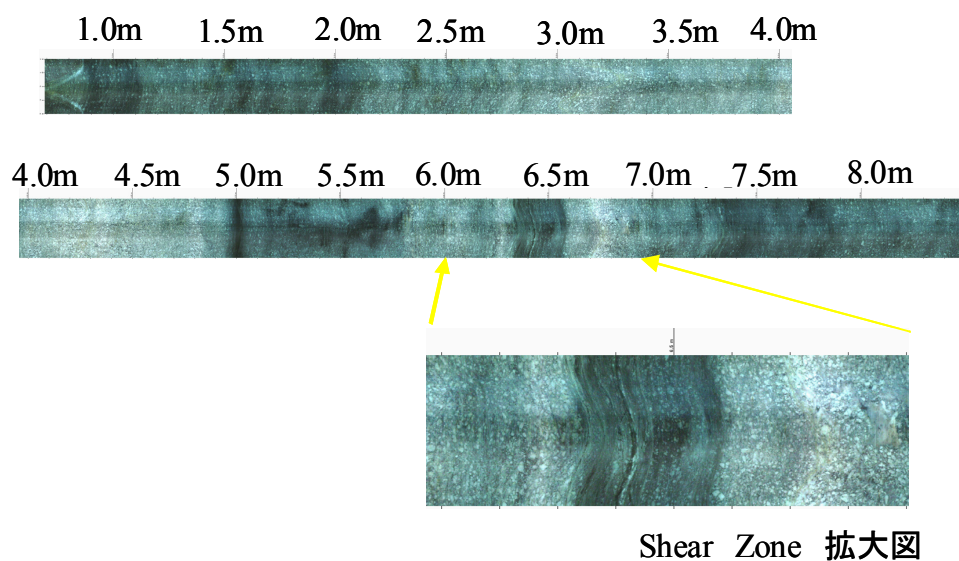


図 5.2.2-2 シアゾーンを横切るボーリング孔の平面位置図



Shear Zone 拡大図

図 5.2.2-3 GAM98-02 孔のボアホールカメラ映像とシアゾーンの拡大映像

図 5.2.2-4 にはシアゾーンに沿って実施された水理試験，トレーサ試験およびガスインジェクション試験の結果から推定されたシアゾーンの透過係数分布を示している。Wyss(1996)のパルス試験結果からは，GAM サイトのシアゾーンでは $2.6\text{E}-8 \sim 1.1\text{E}-11 \text{m}^2/\text{sec}$ の透過係数分布が得られている。また，ガスおよびトレーサによる試験から，図 5.2.2-5 に示すようなチャンネル構造が推定されている。

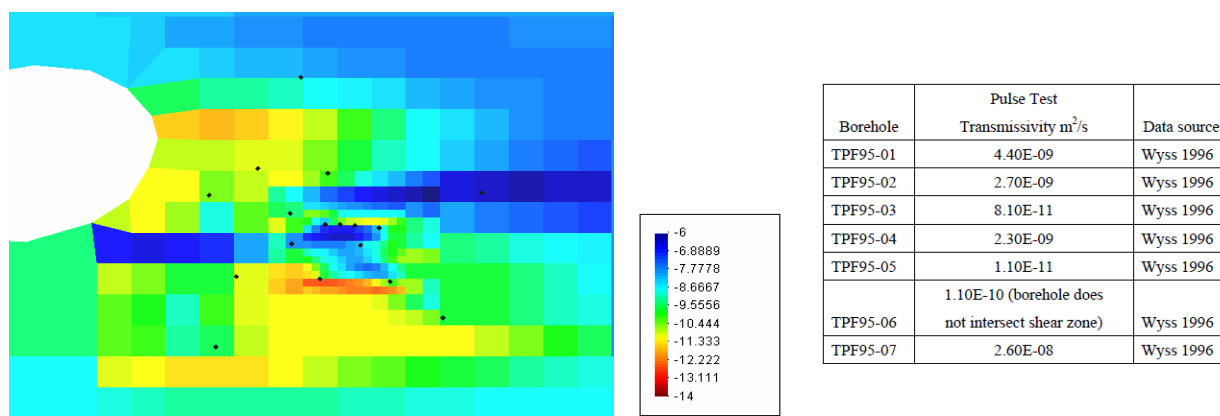


図 5.2.2-4 パルス試験（Wyss 1996）から推定されたシアゾーンの透過係数分布図

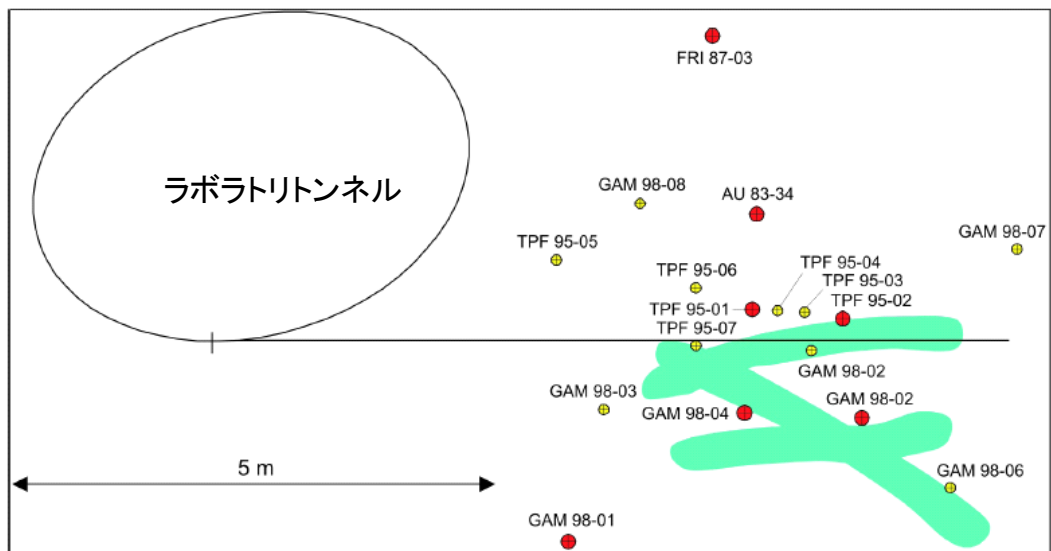


図 5.2.2-5 トレーサ試験から推定されたチャンネル構造（図中ハッチの部分）

5.3 予備試験

5.3.1 計測配置

比較的小さなスケール（孔間距離 1.3～1.6m）で、かつ対象破碎帯が比較的に低角度となる配置を利用して、まずシアゾーンとマトリックスでの弾性波挙動の違いを明瞭にとらえ、このようなスケールにおいて、結晶質岩で弾性波の速度分散現象が生じることを確認する。GAM エリアは、図 5.3.1-1 に示すように、シアゾーンが 2 本のボーリングを横断しており、その角度も小さく、弾性波トモグラフィの計測対象としては比較的単純な地質構造であり、地質構造の不確実性を低減できるものとする。

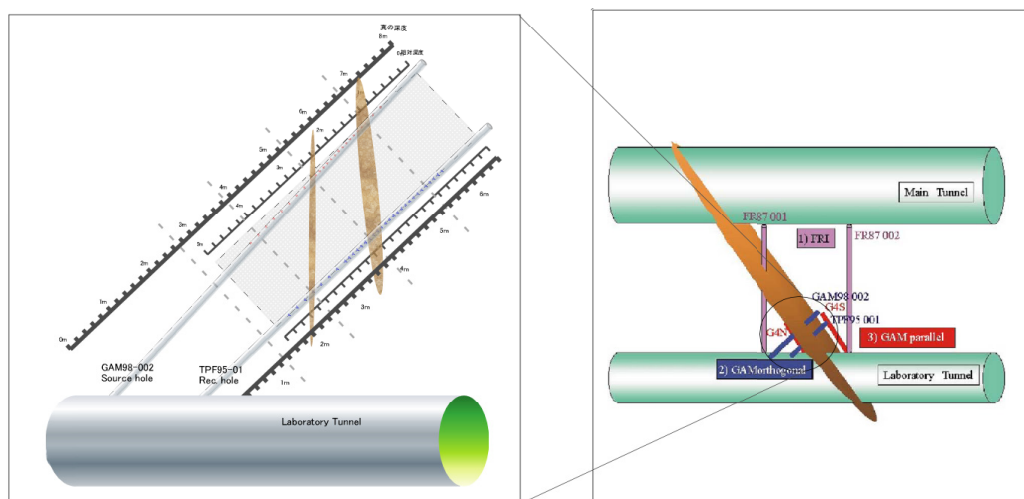


図 5.3.1-1 予備試験の測定位置（GAM エリア）

5.3.2 使用機器

使用機器と装置の仕様を表 5.3.2-1 に示す。震源には高周波領域まで安定して発振できるピエゾ式の発振器を使用した。受振器はハイドロフォンアレイを使用した。計測には増幅器の特性を考慮して高周波側と低周波側の2種類の増幅器を使用した。計測の概念図を図 5.3.2-1 に示す。

表 5.3.2-1 使用機器および装置仕様

機器名称	仕 様 ・ 明 細	備 考
ピエゾ発震器	φ44mm×200mm	ケーブル長 100m、ITC 製
コンピューター	8ch マルチ(同時)計測	Pentium133
受振器ノイズフィルター	8ch	川崎製鉄製
発震器用増幅器	200VA	NF 回路設計製
24ch 受振器	φ40mm×125m、 24ch、センサー間隔 1m	ケーブル長 70m
信号延長ケーブル	70m、150m	
オシロスコープ	ソニーテクトロニクス	発震信号モニター用
FFT アナライザー	小野測器	受振信号モニター用

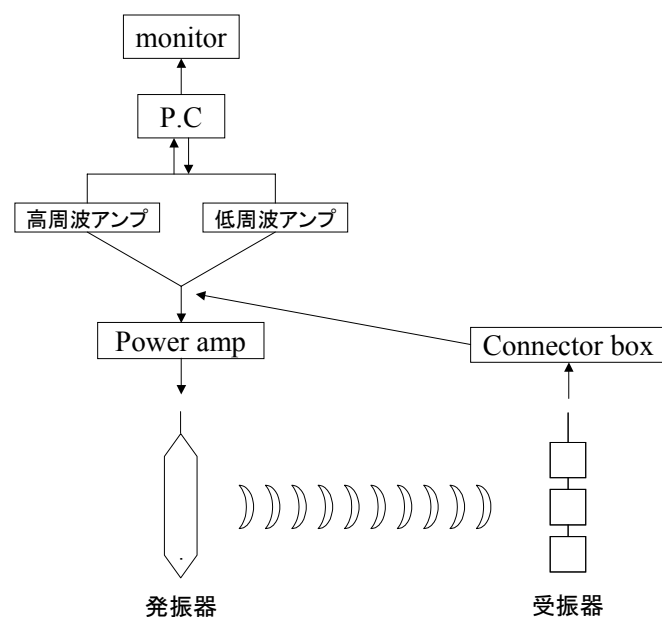


図 5.3.2-1 実験装置概念図

5.3.3 計測ケース

発震孔は GAM98-02 孔とし、深度 3.9m～7.1m の区間で発振した。なお、発振間隔は 0.2m を基本としたが、シアゾーン付近では 0.1m に発振間隔を細かくした。発振信号は PRBS 信号（Pseudo Random Binary Sequence、詳細は 5.9 項で説明）を使用した。受振孔は TPF95-01 孔とし、深度 2.7m～5.7m で受振した。受振間隔は 0.2m を基本とし、発振と同様に、シアゾーン付近では 0.1m 間隔と細かく受振した。

計測の周波数は P 波速度が約 5km/sec であること、シアゾーンの幅が約 20cm 程度であることを考慮して、シアゾーンのサイズよりも波長が短い 31, 52, 78kHz の 3 種類の周波数とした。なお、各週波数の波長はおよそ、16cm, 10cm, 6cm と推定している。

弾性波トモグラフィ解析

計測した 3 種類の周波数による弾性波トモグラフィのデータを用いて、各周波数の速度トモグラムを計算した。計算には SIRT 法を用いたインバージョン計算を行った。図 5.3.3-1 に、GAM エリアの解析ジオメトリとメッシュを示す。実際のボーリング孔は、並行ではないので、解析時に波線長を原位置の座標を使用して、波線長の補正を行った。図 5.3.3-2 から図 5.3.3-4 に、GAM エリアにおける各周波数に対する弾性波測定データによる弾性波速度トモグラフィの解析結果を示す。

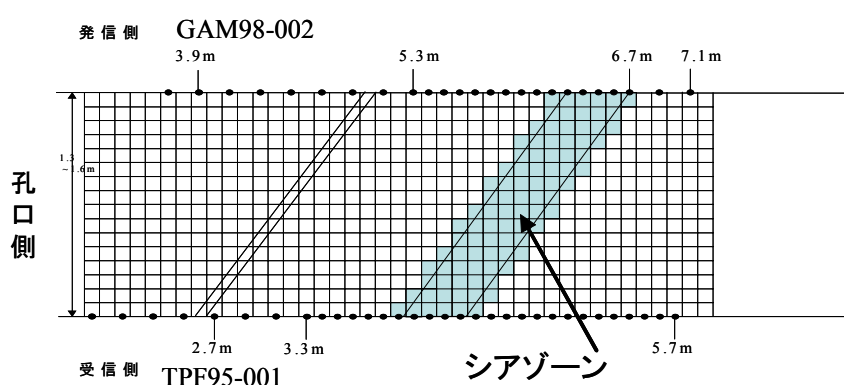


図 5.3.3-1 解析ジオメトリとメッシュ

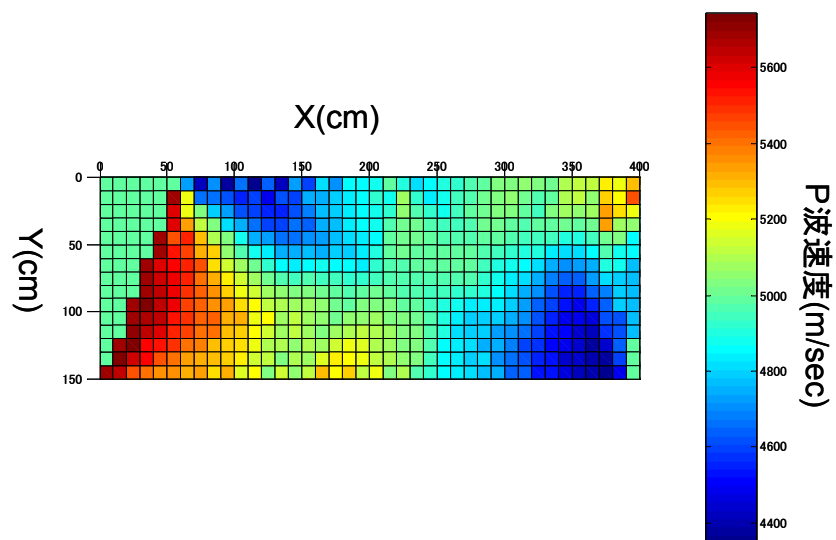


図 5.3.3-2 周波数 31kHz を用いた弾性波速度トモグラフィ結果

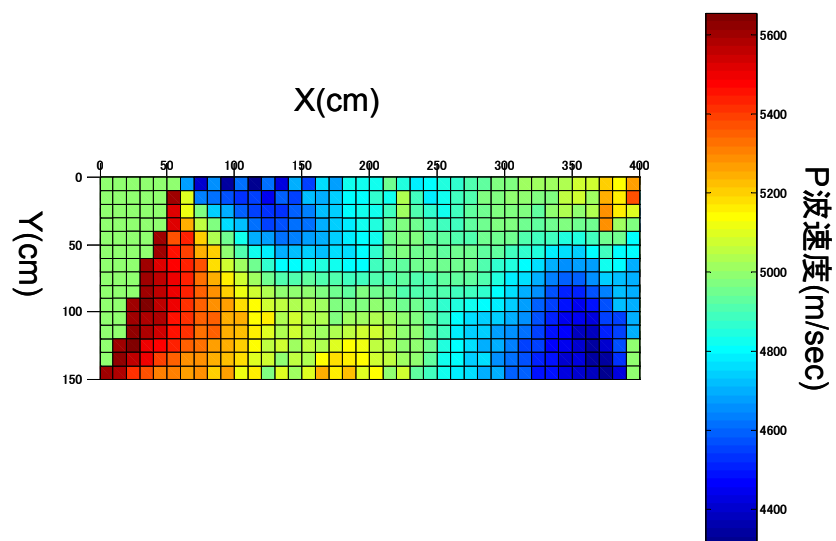


図 5.3.3-3 周波数 52kHz を用いた弾性波速度トモグラフィ結果

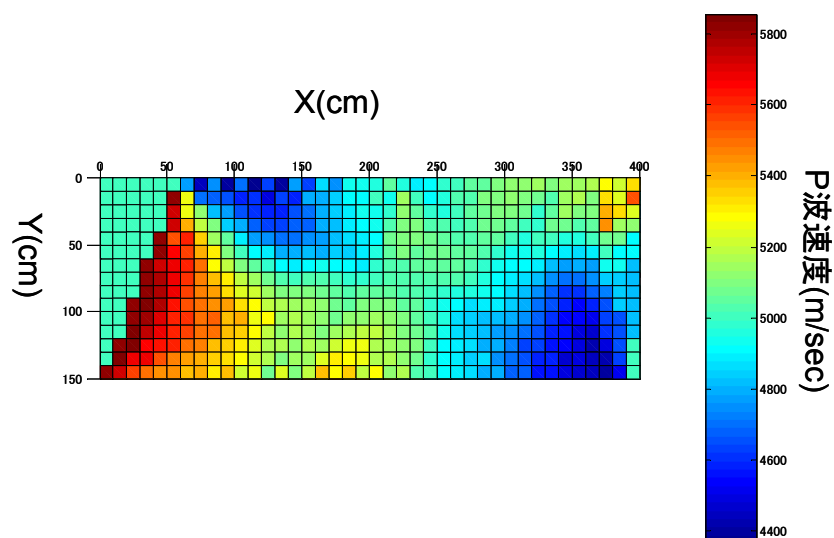


図 5.3.3-4 周波数 78kHz を用いた弾性波速度トモグラフィ結果

次に、各周波数の速度トモグラムの差分を計算した。図 5.3.3-5 に、31kHz と 78kHz の速度差を計算した速度差トモグラムを示す。

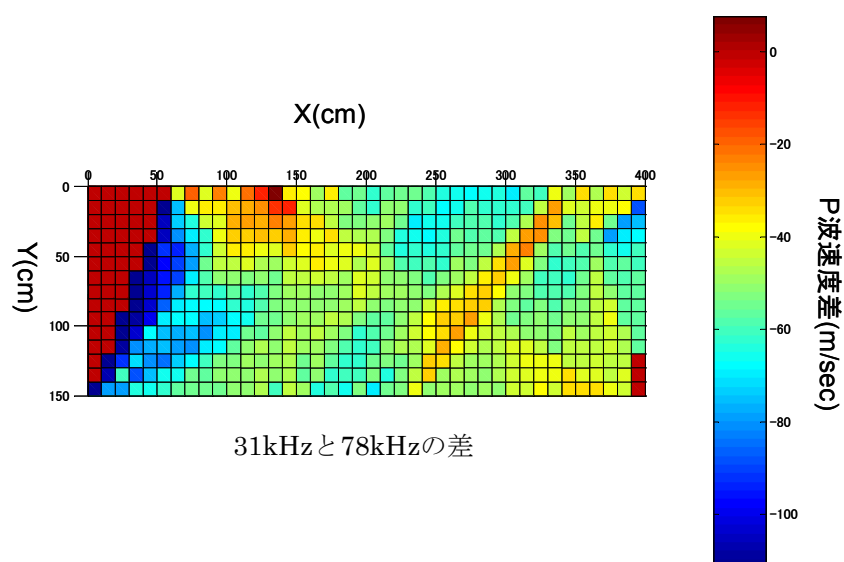


図 5.3.3-5 周波数 31kHz と 78kHz の速度差トモグラム

5.3.4 予備試験の評価

予備試験は、孔間距離 1.5m 程度の原位置の岩盤において、室内試験で確認したような弾性波の分散現象を確認することを目的として実施した。各周波数の弾性波速度分布を見ると、各周波数ともほぼ同様の速度分布構造を示しており、発振周波数による構造の違いはほとんど認められない。弾性波速度値は孔口付近のマトリックス部で 5.6km/sec を示し、シアゾーンおよびその周辺では、5.0km/sec 前後を示し、シアゾーンはやや不明瞭である。4.4km/sec を示す低速度部分が見られるが、ボーリングのデータからは本部分に相当する地質構造が認められていないことから、解析に伴うノイズの可能性が高い。

次に、31kHz と 78kHz の速度差トモグラムを示した図 5.3.3-5 からは、シアゾーンの形状が単一周波数の場合と比較して、より鮮明に形状を把握できるのが確認できる。シアゾーンおよび周辺では 10~30m/sec の速度差を示し、このスケールにおいて、31kHz と 78kHz の間で速度分散が生じたことが認められる。これは室内試験の場合と比べて周波数帯は 1 オーダー低い。BISQ 理論でいうパラメータ L は、構成する岩石の粒径や細孔の半径等に関係すると考えており、2 乗で変化する L^2 によって分散周波数は変化する。予備試験の結果から推測すると、原位置試験で確認した速度変化は、室内試験とは異なり、シアゾーンのサイズに応じた分散現象が生じたものと考えられる。

5.4 本試験

5.4.1 測点配置

本試験では、予備試験で確認した速度分散現象を踏まえて、異なる周波数による弾性波トモグラフィと原位置の透水試験との組み合わせにより、ボーリング孔間の空間透水係数分布を推定することを目的とした。

試験場所は、予備試験と同じ GAM エリアの 2 本のボーリング孔を用いた。ここでは、通常実施される弾性波トモグラフィをイメージして、等間隔の発振，受振を行うこととした。図 5.4.1-1 に、発振点，受振点を示す。本図中に、ボーリング孔と概略のシアゾーンの位置関係を併せて示す。ボーリング孔の諸元は、表 5.2.2-1 に示している。

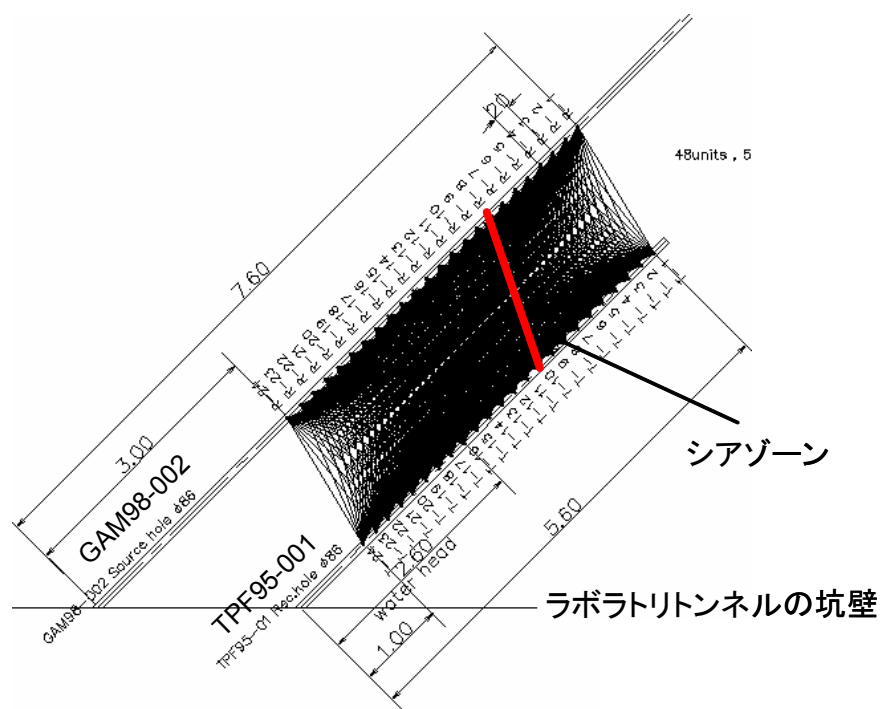


図 5.4.1-1 GAM サイト計測における発振点および受振点配置

5.4.2 使用機器

本試験では、高周波の波動を発生するための piezoelectric 式の震源を使用した。そして高周波の波形を受信するための hydrophone array を製作した。hydrophone array は 20cm 間隔に hydrophone を 12 個配置して、計測の効率化を図った。本測定に使用した機器を表 5.4.2-1 に示す。

表 5.4.2-1 計測装置一覧

装置名	メーカー/タイプ	仕様	写真
震源 (ピエゾ式震源)	メーカー：ITC 製 タイプ：ITC6130	寸法：φ 44mm L 200mm 最大出力(1V)：155dB 最大電圧：300V 周波数：2～40kHz	
受振器 (12連ハイドロフォンアレイ)	メーカー：システム技研	周波数：～50kHz 受信器間隔：20cm	
記録器	メーカー：NI 他	SampleRate：250k/sec Ch 数：26ch	
パルスジェネレータ	メーカー：Agilent タイプ：33220A	振幅：10mV～10V 周波数：1μ～20MHz 消費電力：50VA	
アンプ	メーカー：NF 回路設計 タイプ：HAS4052	最大電圧：300Vpp 周波数：DC～500kHz 利得：×20～200 倍	

5.4.3 弾性波トモグラフィのパラメータ試験

トモグラフィの計測に先立って、GAM サイトでの波動伝播と測定可能周波数を確認するためのパラメータ試験として、発振器を T-3 に設置し、ハイドロフォンアレイのうち、R-5 の位置のデータを用いて、様々な周波数での波動の到達時間を計測した。これにより、GAM エリアの速度分散を確認することと、計測周波数帯を判断することとした。パラメータ試験では、10kHz～100kHz まで周波数を変化させて測定した。周波数帯は記録装置、震源、受信器の特性を考慮して設定した。また、予備試験の結果を踏まえて、GAM エリアの P 波速度を最大で 5.6km/sec と設定し、1.5m 区間に 2 波長以上の波動を伝達させることとして、最小の周波数は 10kHz（波長は 60cm）に設定した。高周波側は 100kHz とした。

図 5.4.3-1 に受振波形を示す。図中に初動(First Break)の読み取り位置を併せて示している。また、図 5.4.3-2 に初動の到達時間を示す。図 5.4.3-2 から、21kHz から 41kHz にかけて、初動が早くなる様子が認められる。このことは、この周波数帯で速度分散を起こしていることを示すもので、予備試験で確認した 31kHz と 78kHz における速度分散と整合している。よって、21kHz と 41kHz の区間を含む範囲で計測することとした。これには、震源の定格周波数帯が 40kHz 程度まで、受振器に使用したハイドロフォンの定格周波数も同様に 50kHz 程度までであることも考慮した。この結果を反映して、GAM サイトの測定周波数は 10kHz, 21kHz および 41kHz を基本とし、追加的に 59kHz および 83kHz による測定とした。

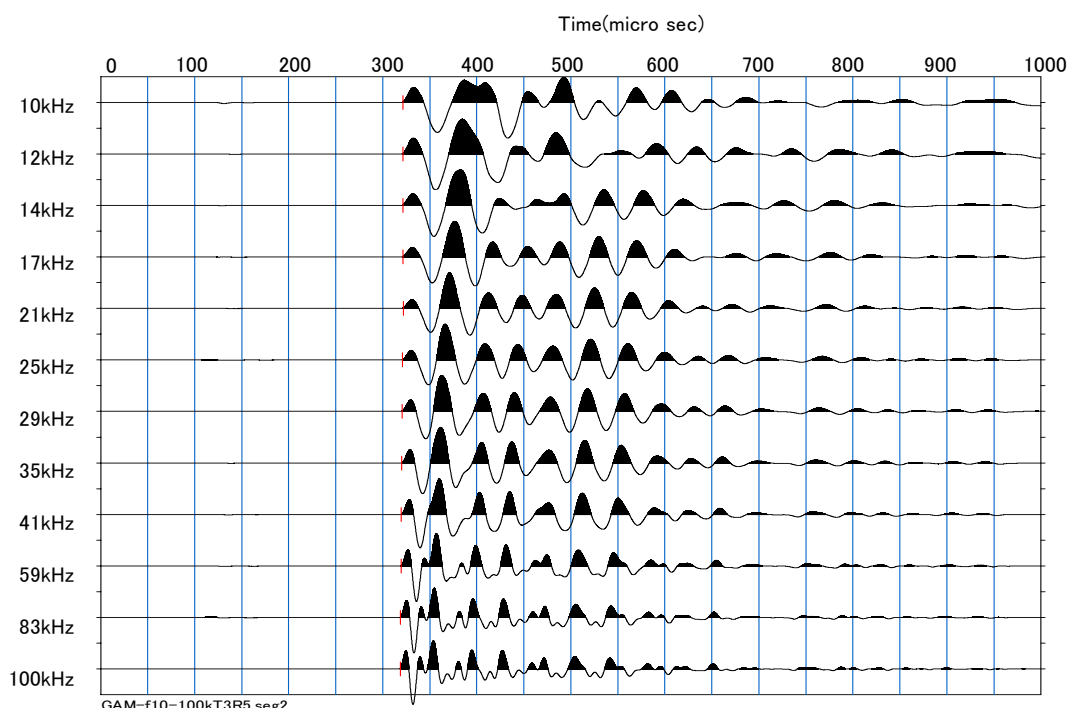


図 5.4.3-1 GAM サイトパラメータ試験結果（発振位置：T-3，受振位置：R-5）

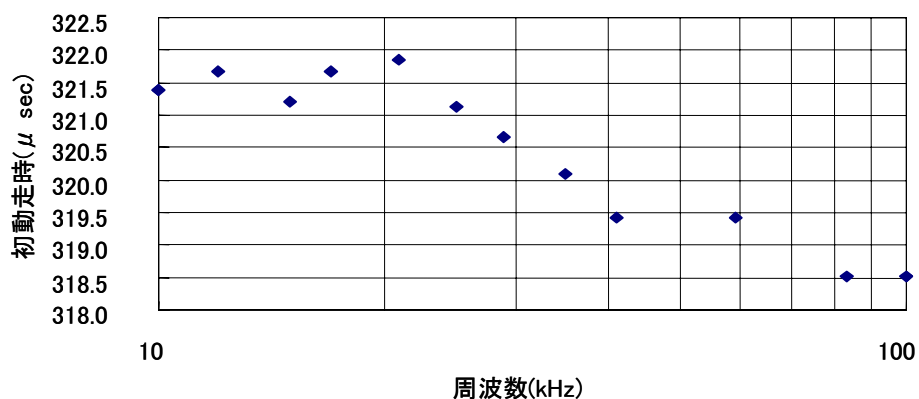


図 5.4.3-2 パラメータ試験における初動の到達時間

5.4.4 計測結果

弾性波速度計測に使用した計測装置とその構成を図 5.4.4-1 に示す。また、計測周波数を表 5.4.4-1 に示す。なお、便宜上、これ以後、表 5.4.4-1 に示した名称を使用する。計測では、ピエゾ式震源とハイドロフォンを使用したため、ボーリング孔内の水位を満水として、発振効率および岩盤とのカップリングを向上させることとした。発振信号にはバーストサイン波を用いた。なお、初動の立ち上がりが不安定なため、図 5.4.4-2 で示したように、アンプから発振した記録をモニター記録としてデータロガーに記録し、受信波形とのピークの時間差を波動の伝達時間として求めた（奥村ほか 2006）。図 5.4.4-3 に GAM サイトの周波数ごとの受信記録例を示す。この記録からは 40kHz の波動よりも高い周波数においては、発振周波数に相当する高周波数の波動は見られないようである。これは、高周波の波動は岩盤中を伝達する際の減衰が大きく、波動の高周波成分が受振器に届いていない可能性がある。

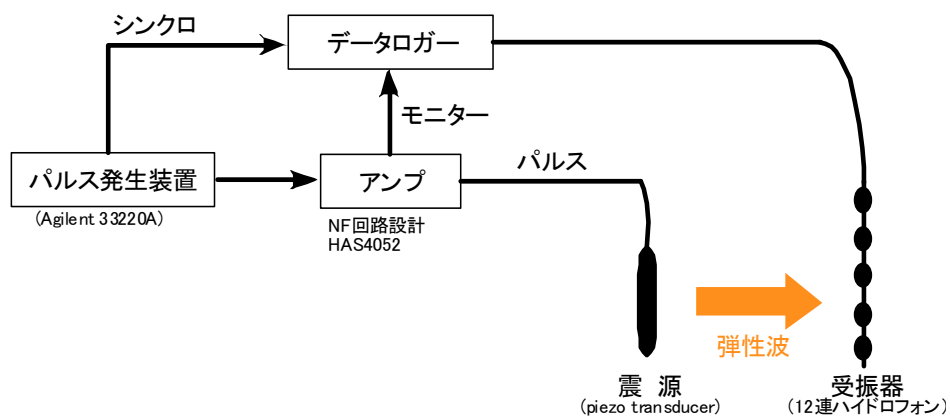


図 5.4.4-1 弾性波速度計測に使用した計測装置とその構成

表 5.4.4-1 計測周波数

測定周波数	出力	スタック数	名称
10.352kHz	340V	512	便宜上 10kHz とする
20.704kHz	340V	512	〃 20kHz 〃
41.408kHz	240V	512	〃 40kHz 〃
58.560kHz	240V	512	〃 56kHz 〃
82.816kHz	300V	512	〃 80kHz 〃

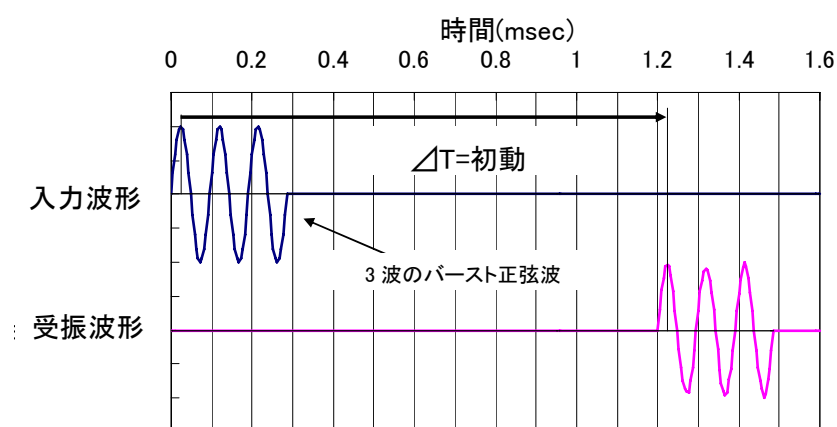


図 5.4.4-2 伝達時間の計測方法

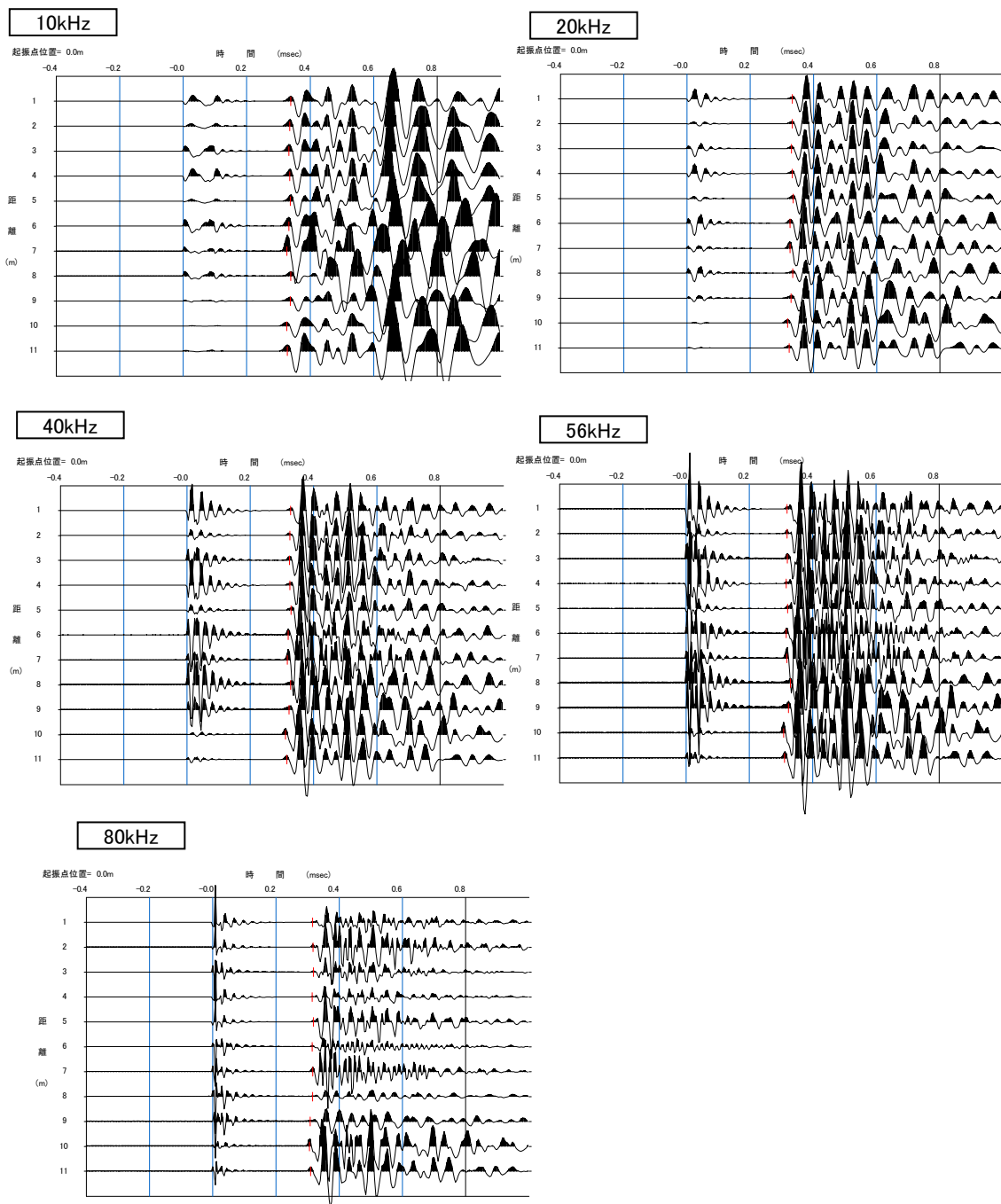


図 5.4.4-3 各周波数の記録例

逆計算で使用した計算グリッドは 5cm とした。実際のボーリング孔は完全な並行でないため、図 5.4.4-4 に示す解析ジオメトリを設定した。これは予備試験でも使用した方法である。図中 Y 軸は発振孔 (TPF95-01)、X 軸は受振孔 (GAM98-02) で、座標の単位は cm で表している。ボーリングは同じ平面上にあると仮定している。実際のボーリング孔は若干ねじれの位置にあるため、計算結果には若干の誤差が考えられる。そのため、単一平面内に発

振点と受振点を近似的に配置することとした。実際の発振点と受振点の3次元距離に一致するように、変換した領域内の発振点-受振点距離を維持する方法で発振点-受振点のジオメトリを再構築した。実際には、発振孔と受振孔はほぼ直線的に徐々に位置する。図中の T-24 と R-24 との距離は、1.374 m であり、同様に、T-1 と R-2 の距離は 1.616 m である。そのため、R-24 の x 座標は 1.374m、R-2 の x 座標は 1.616m、その他の受振点の x 座標はこれら R-2 および R-24 の値から内挿することで求めた。シアゾーンは、T-10 と R-8 を結ぶ線上付近にある。なお、逆計算には逐次反復法を使用した。反復計算の回数は 100 回、初期モデルには均質速度モデルを使用した。

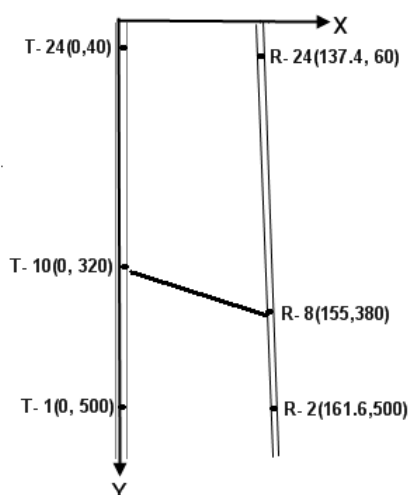


図 5.4.4-4 GAM エリアの解析ジオメトリ

5.4.5 透水試験の実施

(1) 原位置水理試験の概要

グリムゼル GAM サイト内破碎帯および岩盤部の透水係数測定を目的に水理試験を行った。水理試験項目としては、パルス注入試験(pulse injection test)および定圧注入・回復試験(constant head injection test)を行った。試験方法については、図 5.4.5-2 に示した。パルス注入試験は、比較的短期間に評価可能な加圧（あるいは除圧）試験であり、定圧試験、回復試験は、長期的に透水性を評価する試験である。表 5.4.5-1 に、TPF95-01 孔および GAM98-02 孔で実施した原位置透水試験の試験区間を示す。なお、TPF-4 および GAM-5 はシアゾーンを含んでいる。また TPF-3 および GAM-4 は、ボアホールカメラで確認された小規模の破碎帯を含んでいる。その他はマトリックス部分に位置する。

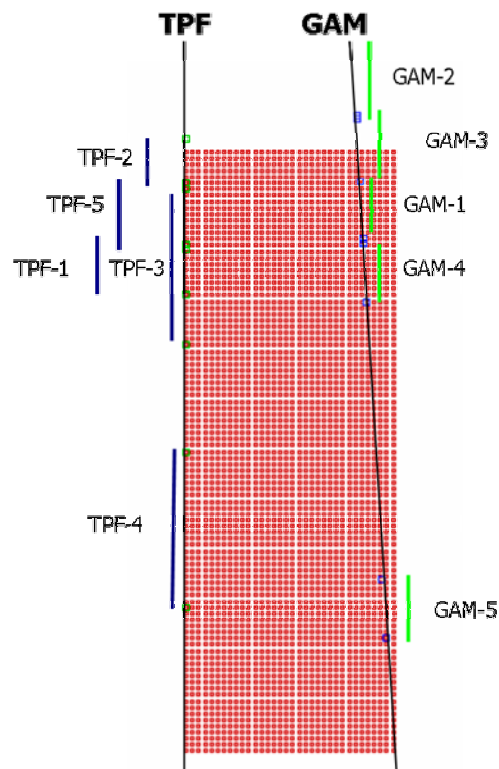
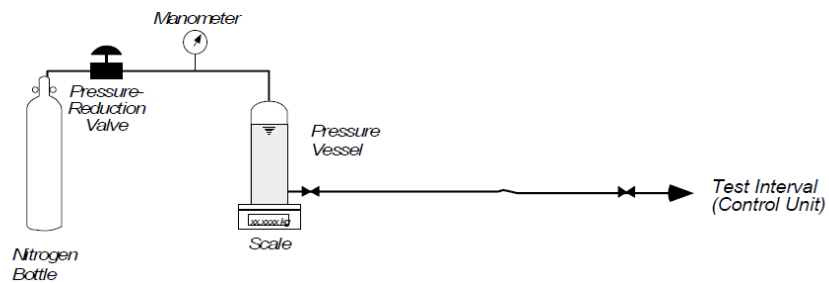


図 5.4.5-1 GAM サイトの透水試験位置図

A) Hydraulic Pulse Injection Tests



B) Hydraulic Constant Head Injection Tests

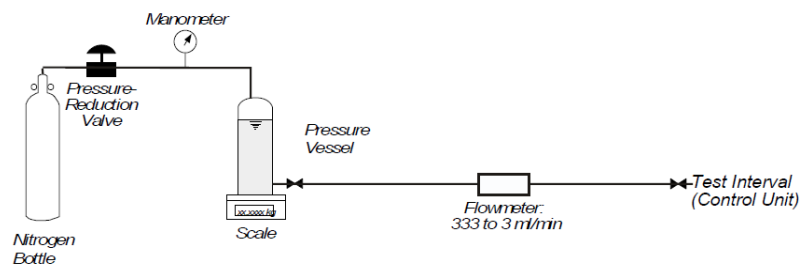


図 5.4.5-2 原位置透水試験の方法 (A) :パルス注入試験, B) :定圧注入・回復試験

表 5.4.5-1 GAM サイトにおける原位置水理試験の試験区間

ボーリング孔	試験区間	孔口からの深度(m)	試験区間長(m)
TPF 95-01 (弾性波試験の受信側)	TPF-1 (PI-1)	1.95 ~ 2.35	0.4
	TPF-2 (PI-2)	1.10 ~ 1.45	0.35
	TPF-3 (HI/HIS-1)	1.50 ~ 2.75	1.25
	TPF-4 (HI/HIS-2)	3.60 ~ 4.85	1.25
	TPF-5 (HI/HIS-5)	1.45 ~ 1.98	0.53
GAM 98-02 (弾性波試験の送信側)	GAM-1 (PI-4)	3.03 ~ 3.50	0.47
	GAM-2 (PI-3)	2.00 ~ 2.53	0.53
	GAM-3 (PI-5)	2.50 ~ 3.03	0.53
	GAM-4 (HI/HIS-3)	3.53 ~ 4.00	0.47
	GAM-5 (HI/HIS-4)	6.23 ~ 6.70	0.47

*PI: パルス注入試験(pulse injection test),

HI/HIS: 定圧注入/回復試験(constant pressure injection/recovery test)

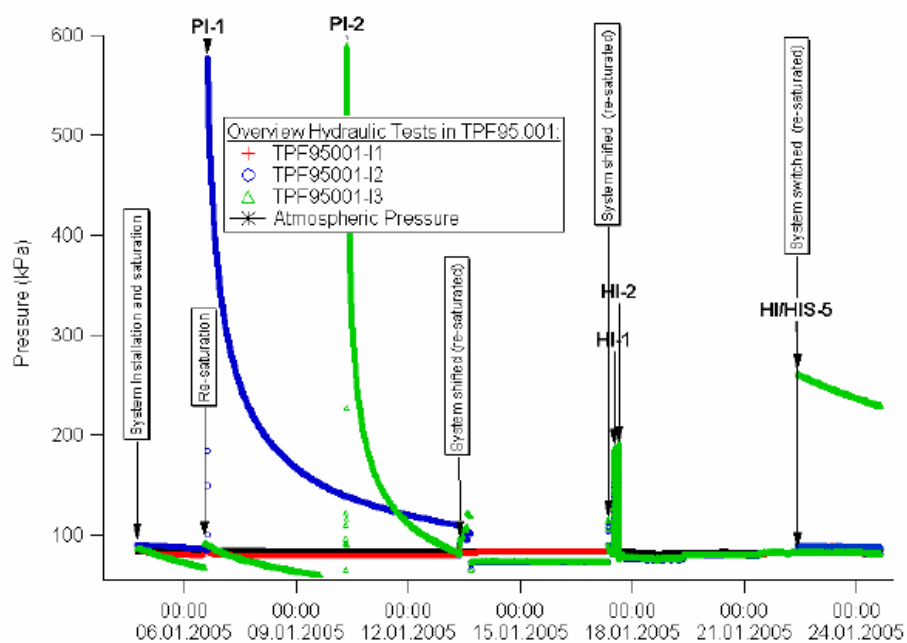
**孔直径: 86(mm)

(2) 原位置水理試験の結果

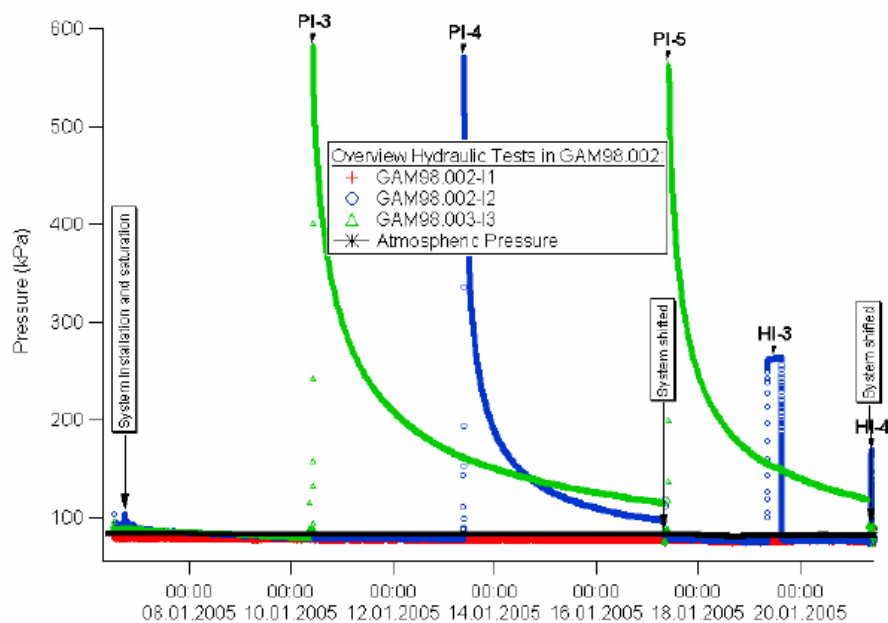
それぞれのボーリング孔内で、水理試験中観測された水圧の経時変動を図 5.4.5-3 に示す。得られた圧力の経時変動を用い、井戸試験標準曲線解法によって透水係数を計算した。パルス注入試験(PI)では、Bredehoeft & Papadopoulos(1980)解法を、定圧注入試験では Jacob & Lohman(1952)解法を、そして注入後の回復試験には Agarwal(1980)解法を用いた。本図のうち、TPF-4 および GAM-5 はシアゾーンを含んだ計測区間のデータであり、マトリックス部分と比べて圧力が低い様子が見られる。透水試験の評価方法は、代表的な解析解によるフィッティングを行った。解析例を図 5.4.5-4 に示す。

水理試験解析結果として得られた透水係数を表 5.4.5-2 に示す。シアゾーンを含む TPF-4 では $3.6\text{E-}9\text{m/sec}$ を、GAM-5 では $1.7\text{E-}7\text{m/sec}$ を示し、マトリックス部分よりも高透水性を示している。透水係数の評価結果は、場所によって大きく異なり、高透水性となるシアゾーンでは $1.0\text{E-}7\text{m/sec}$ 程度で、低透水性となる岩盤部では $1.0\text{E-}12\text{ m/sec}$ オーダーである。また、個々のボーリング孔の透水量係数分布を図 5.4.5-5 に示す。本図は孔口からの距離で表示しており、HIS-4 (GAM-5) と HIS-2(TPF-4)はシアゾーンに位置する。HI/HIS-3 (GAM-4) および HIS-1 (TPF-3) は、小規模の破碎帯に相当する。このように、孔口から数mの範囲

に 5 桁程度のばらつきのある透水分布を示していることがわかる。

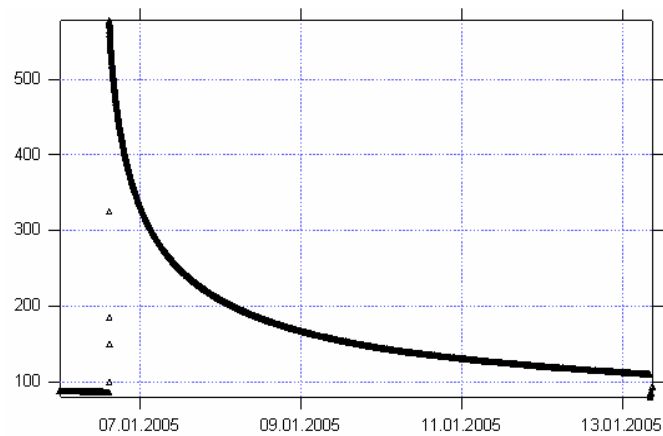


(a) TPF 95-01 孔の圧力変動

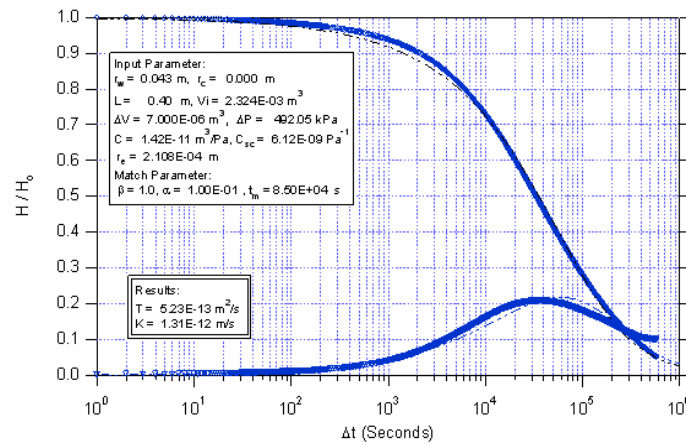


(b) GAM 98-02 孔の圧力変動

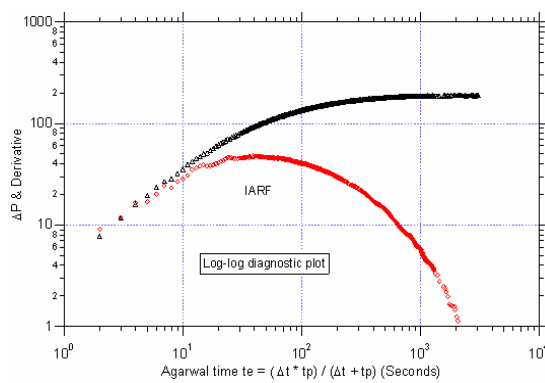
図 5.4.5-3 TPF95-01 孔および GAM98-02 孔の水理試験中の圧力経時変動図



(a) TPF95-01 孔の PI-1 試験圧力変動

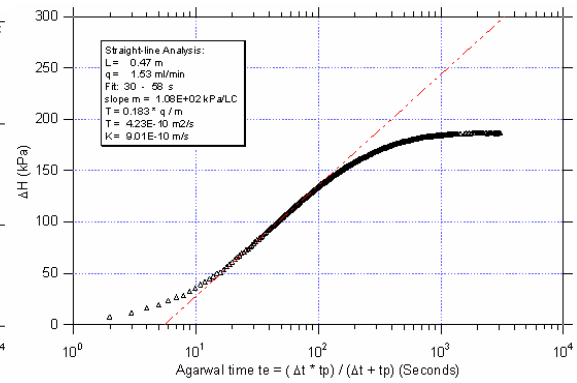


(b) TPF95-01 孔の PI-1 試験の解析結果(太実線：計測，薄破線：解析)



(c) GAM98-02 孔の HI-3 試験の圧力

および圧力微分



(d) GAM98-02 孔の HI-3 試験の解析結果

(黒三角：計測，赤破線：解析)

(黒三角：圧力変動，赤丸：圧力微分)

図 5.4.5-4 水理試験による透水係数計算解析の例

表 5.4.5-2 GAM サイトにおける透水試験解析結果

ボーリング孔	試験区間	透水係数(m/sec)
TPF 95-01 (受信側)	TPF-1 (PI-1)	1.3E-12
	TPF-2 (PI-2)	2.7E-11
	TPF-3 (HI/HIS-1)	3.6E-9
	TPF-4 (HI/HIS-2)	5.0E-9
	TPF-5 (HI/HIS-5)	1.9E-12
GAM 98-02 (送信側)	GAM-1 (PI-4)	2.5E-11
	GAM-2 (PI-3)	7.9E-11
	GAM-3 (PI-5)	1.3E-11
	GAM-4 (HI/HIS-3)	9.0E-10
	GAM-5 (HI/HIS-4)	1.7E-7

*PI: パルス注入試験(pulse injection test),

HI/HIS: 定圧注入/回復試験(constant pressure injection/recovery test)

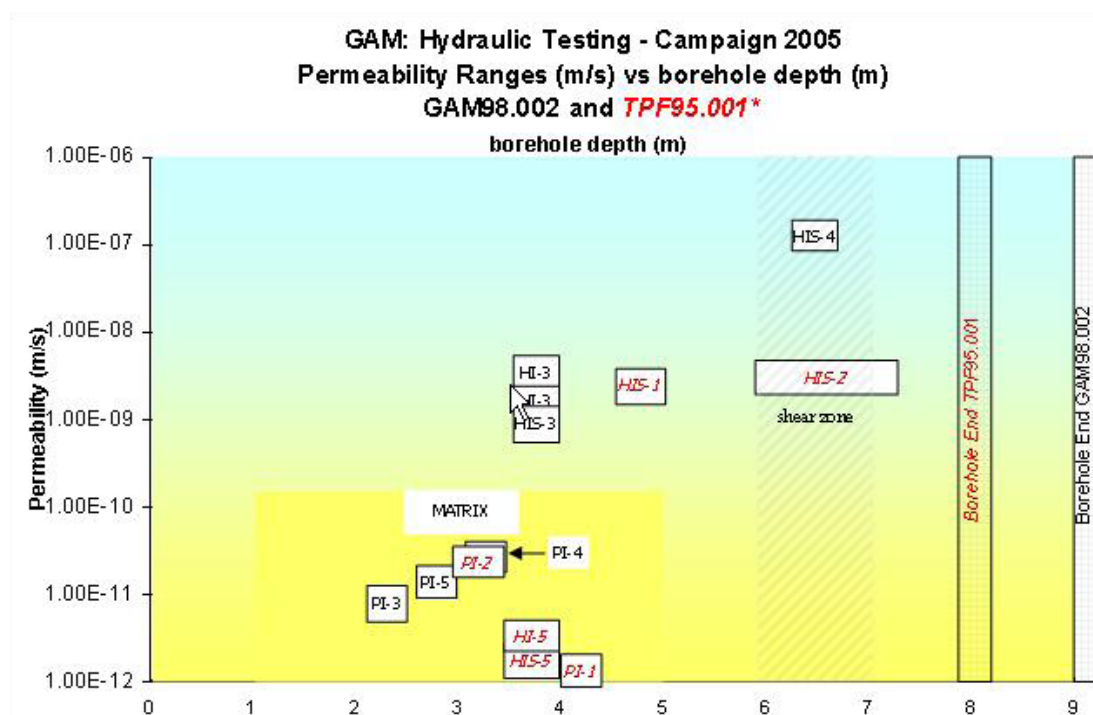


図 5.4.5-5 孔口からの距離と透水係数分布

5.4.6 透水トモグラフィの構築

(1) 速度差トモグラフィの構築

図 5.4.6-1 には、10kHz から 80kHz までの速度トモグラフィ結果を示している。図中の実線は、フォワード計算の波線の例を示している。また、図の右側が受振側のボーリング孔であり、図中に受振点を示している。これらの図からは、10kHz と 20kHz のトモグラムはほぼ同様の速度分布を示していることが確認できる。この2種類の周波数の速度分では、シアゾーンは低速度帯として示されている。一方、40kHz 以上のトモグラムは、低周波側とは異なった速度分布を示し、シアゾーンの形状が不明瞭になっていることが確認できる。図 5.4.6-2 に各周波数の弾性波トモグラフィ計測データの周波数分析結果を示す。これらのうち、40kHz 以上の周波数では、高周波成分が認められるが、図 5.4.4-3 で示した記録例からも、高周波の波形は得られていないようである。受振波形をこれはバンドパスフィルターの影響でノイズ成分だけ残ってしまったものと考えられる。このため、弾性波速度分散を利用する本手法では、56kHz 以上の周波数データは解析から除外した。また、10kHz と 20kHz の速度トモグラムには速度構造にほとんど変化が認められないことから、この周波数間では速度分散が生じていないものと判断した。そこで、図 5.4.6-3 に示したように、GAM エリアでは 40kHz と 20kHz の速度トモグラムを利用して、図 5.4.6-3 に示した速度差トモグラムを作成した。本図からは、シアゾーンが-100m/sec 程度速度差を示す様子が見られる。

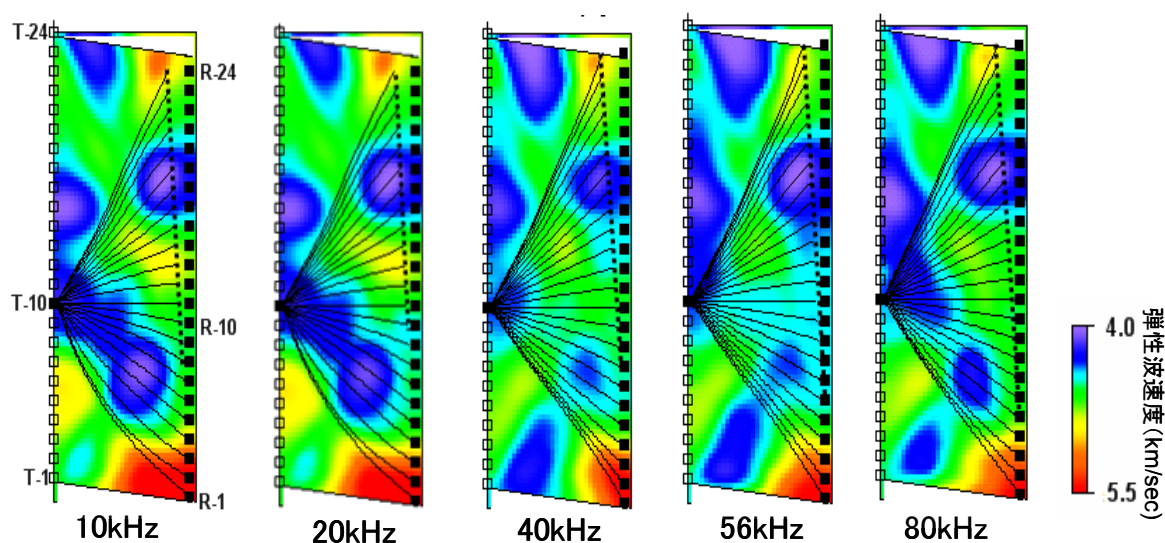


図 5.4.6-1 GAM エリアの周波数毎の速度トモグラム

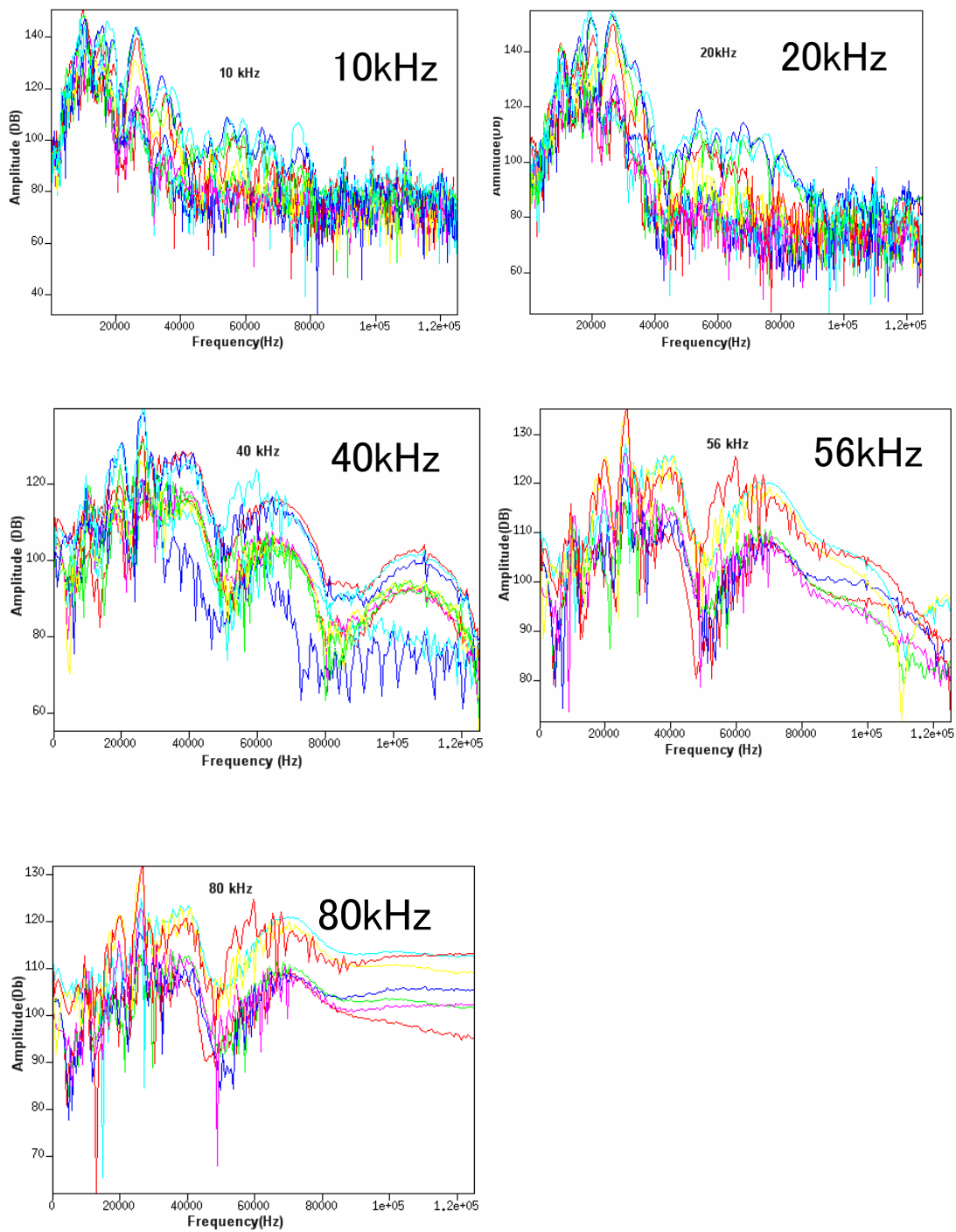


図 5.4.6-2 GAM エリアの周波数毎の受信波形周波数分析結果

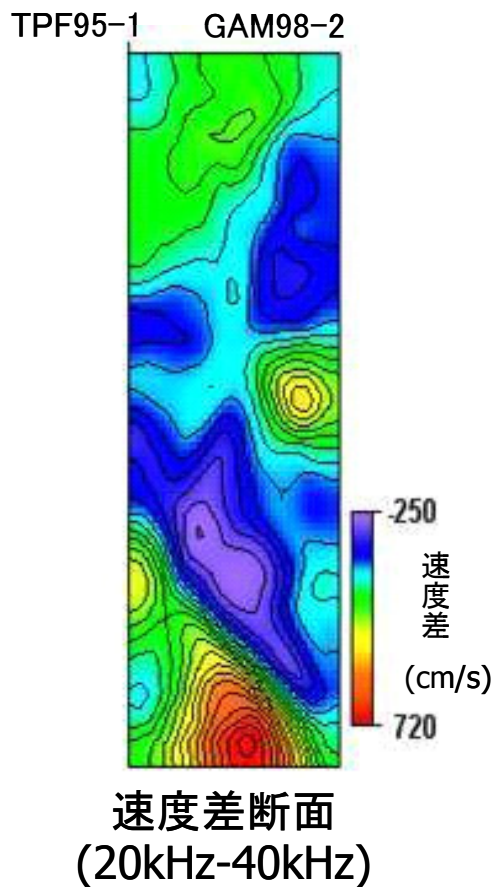


図 5.4.6-3 GAM エリアの速度差トモグラム (40kHz と 20kHz の差)

(2) 透水場構築

TPF95-01 および GAM98-02 孔の原位置水理試験の透水試験解析結果を表 5.4.6-1 に再掲する。それぞれ 5 地点の試験区間より合計 10 個の透水係数値が得られており、これらの原位置の透水係数データをコンディショニング条件として、透水場を構築する。ただし、GAM-2 試験区間は、トモグラフィ解析領域の外側になるため、解析に用いていない。図 5.4.6-4 に 20kHz と 40kHz の速度差トモグラフィおよび弾性波トモグラフィ解析のジオメトリと透水試験区間を示す。

図 5.4.6-4 に示したように、弾性波解析の解析グリッドに対し、透水係数データの数が多すぎないため、解析のスケール調整を行った。弾性波トモグラフィ解析のグリッドは 5cm 四方であるのに対し、透水試験結果は数 10cm の試験区間の平均化された代表値である。そのため、区間代表値としての一つの透水係数とその区間内にある複数の弾性波解析用グリッドの異なる弾性波速度値を対応させることになる。このように両者のスケールに違いがある

ために、今回は各グリッドの弾性波速度値の平均および中央値とその区間の透水係数を対応させて相関関係を求めた。

図 5.4.6-5 に 9 箇所 of 透水試験区間内の弾性波速度値のボックスチャート図を、図 5.4.6-6 に透水係数との相関図を示す。図中の四角ボックス上下端は、それぞれ弾性波速度差ヒストグラムの 25%と 75%区間値を、ボックスの外側に向けて上下に伸びる線の末点は 5%と 95%区間を、ボックス中の横線は平均値を、点は中央値を表す。TPF4 以外の試験区間では速度差中央値と平均値はほぼ同じである。TPF4 については、速度差の中央値よりも平均値の方が相関が良かったので、平均値を利用している。図 5.4.6-6 には速度差の平均値と透水係数との相関図を示す。

本手法の基本原理では、周波数が高くなると正の速度変化を起こす。すなわち、計測スケールに相当した分散周波数を挟んで、高い側の速度トモグラムから低い側を引くと、正の値になるはずである。しかし、本試験結果では一部に負の速度差が見られる。これには、いくつかの原因が考えられる。

室内試験と異なり、原位置試験では孔内の震源および受振器の位置は、若干ずれが生じる。ボーリングの孔壁とのカップリングも受振点で異なり、発振波動と受振波動は計測ごとに若干であるが異なる可能性がある。また、原位置では測定可能な周波数が限られているうえ、実際の地盤構造が複雑なため、分散に伴う速度変化と、岩盤性状による速度の違いが存在し、異なる周波数における波長の違いから波の伝播する場所に違いが生じ、場合によっては見かけ上高周波の波の方が遅く到達したように見えたのではないかと考えている。これらはやや規模の大きい室内試験になどによって、計測ジオメトリを正確に把握し、計測条件をそろえるなどの工夫を行い、詳細な速度差トモグラムを求めるような確認試験が必要であると考え。今後の課題としたい。

本試験で求めた透水場は、図 5.4.6-7 に示すようにシアゾーン付近では、全体的に 10^{-8}m/sec オーダー前後の高透水性を示すゾーンが認められる。また、GAM98-02 内で実施したボアホールカメラ観察で検出された小規模の破碎帯付近でも、TPF95-01 側にやや 10^{-9}m/sec オーダーのやや高透水部が認められる。本図に TPF95-01 のコア観察図を示す。この図ではシアゾーン部分を四角で囲んで示している。

GAM98-02 の孔内透水試験の結果では、シアゾーンでは $1.7\text{E-}7\text{m/sec}$ が得られていることから、ほぼ同程度の透水係数が表示できており、また、TPF95-01 のシアゾーンにおける透水係数は、 $5.0\text{E-}9\text{m/sec}$ で、GAM 側よりも透水係数が低い様子も認められる。さらに、

小規模の破碎帯は，GAM98-02 側の透水係数は低く，TPF95-01 側でやや高い様子も認められ，孔内水理試験の水理情報と良好に整合している。このことから，本手法によって作成した透水係数分布は，調査地点の水理構造を良好に把握できていると考えられる。

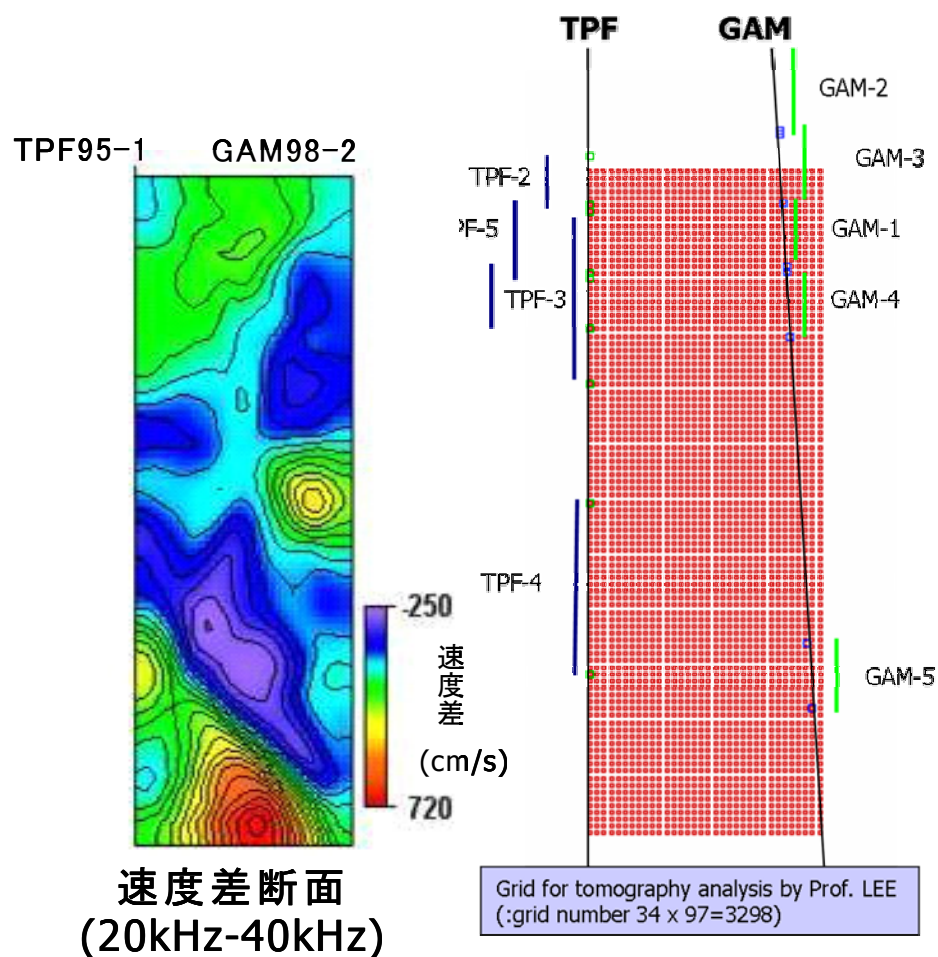


図 5.4.6-4 20kHz と 40kHz の速度差トモグラフィおよび弾性波トモグラフィ解析のジオメトリと透水試験区間

表 5.4.6-1 グリムゼルの GAM サイトにおける透水試験解析結果（再掲）

ボーリング孔	試験区間	透水係数(m/sec)
TPF 95-01 (受信側)	TPF-1 (PI-1)	1.3E-12
	TPF-2 (PI-2)	2.7E-11
	TPF-3 (HI/HIS-1)	3.6E-9
	TPF-4 (HI/HIS-2)	5.0E-9
	TPF-5 (HI/HIS-5)	1.9E-12
GAM 98-02 (送信側)	GAM-1 (PI-4)	2.5E-11
	GAM-2 (PI-3)	7.9E-11
	GAM-3 (PI-5)	1.3E-11
	GAM-4 (HI/HIS-3)	9.0E-10
	GAM-5 (HI/HIS-4)	1.7E-7

*PI: パルス注入試験(pulse injection test),

HI/HIS: 定圧注入/回復試験(constant pressure injection/recovery test)

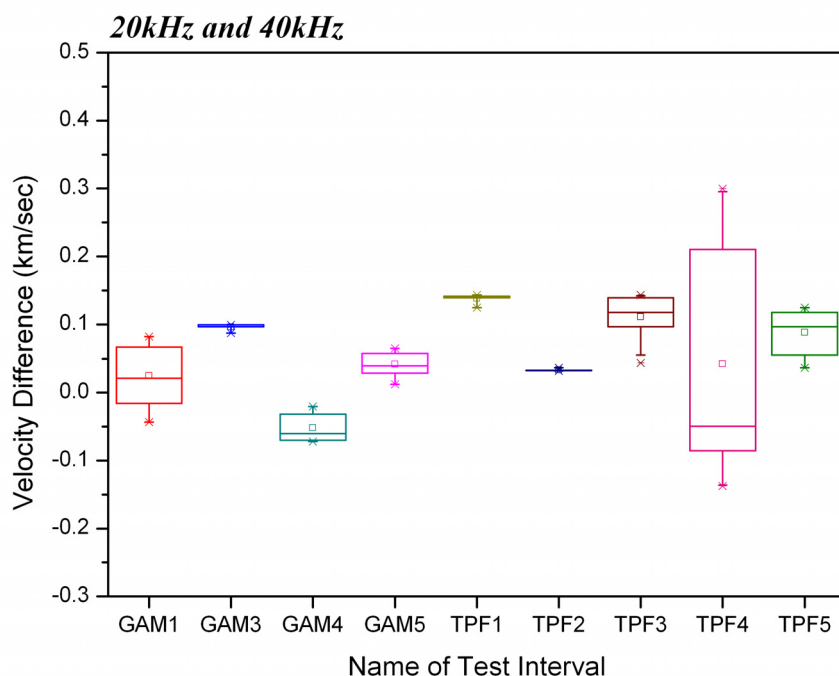


図 5.4.6-5 透水試験区間内の弾性波速度値のボックスチャート図

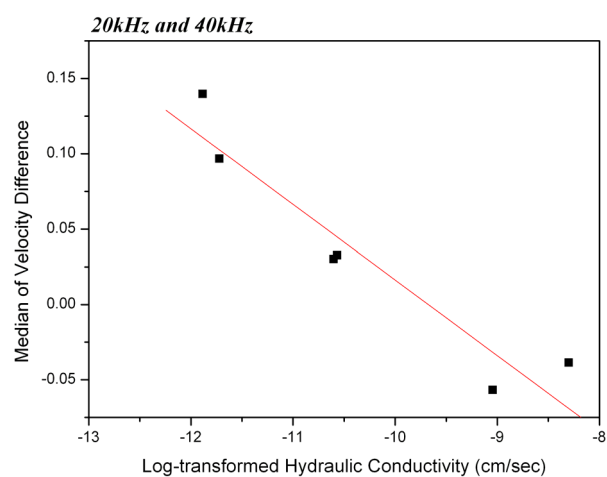


図 5.4.6-6 透水係数との相関図

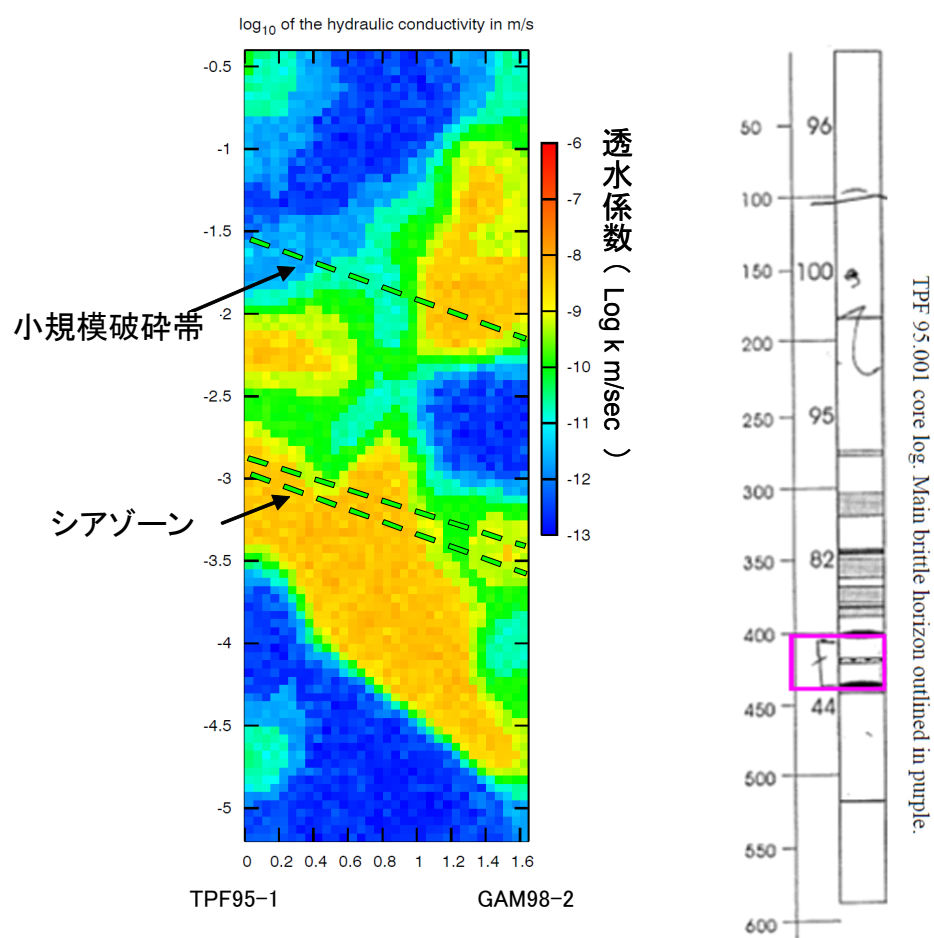


図 5.4.6-7 GAM エリアの透水係数分布図（左図）と TPF95-01 孔のコア観察図（右図）
（シアゾーンを四角で囲って示す。）

5.5 透水場構築手法の検証

これまでに示してきたように、透水トモグラフィで GAM エリアの水理場構築を行った。前項のボーリング孔沿いの透水係数分布を比較した結果からは、よく整合していることが確認できた。ここでは、本手法で得られた透水場が正しいかどうか検証することとした。

水理場構築技術の検証としては、従来手法により構築した水理場と比較と、トモグラフィ測定に用いた 2 本のボーリング孔間に新たにボーリング孔を掘削、透水試験による比較を行った。新しく掘削したボーリング孔は、弾性波の発振・受振孔間のほぼ中央に位置し、距離補間による手法では最も推定誤差の生じる位置とした。

5.5.1 既存の透水試験結果との対比

(1) GAM エリアのシアゾーンに着目した透水場構築

GAM エリアの地質構造は、図 5.2.1-3 に示したように、対象とする様々なスケールで地質概念モデルが構築されている。GAM エリアのシアゾーンは、大規模な透水性の破碎帯がほぼ面的に存在していると考えられている。Wyss(1996)は、ボーリング孔を掘削して、各孔の透水性を評価するために、パルス試験を実施し、統計的な手法によって、GAM のシアゾーンにおけるアプリアモデルを作り、次に、定圧試験と定流量試験を実施して、最尤推定法 (Maximum Likelihood Estimation) により、このエリアの水理モデルを逆解析手法により構築している。図 5.5.1-1 に GAM エリア周辺の破碎帯及び周辺岩盤の概念モデルを示す。本図では、GAM シアゾーンは幅 1m 程度の広がりを持ち、そのうち、今回の試験対象とした部分は、特に亀裂が大きく透水性が高い部分としている。本図に、今回の弾性波トモグラフィの計測位置を図中丸印で示した。水理試験により構築した水理構造から、トモグラフィ計測エリア近傍の TPF95-01~04 の透過係数を $1.0\text{E-}9$ から $1.0\text{E-}11\text{m}^2/\text{sec}$ としており (図 5.2.2-4 参照)、このモデルにおいても比較的透水性が高い部分として示されている。

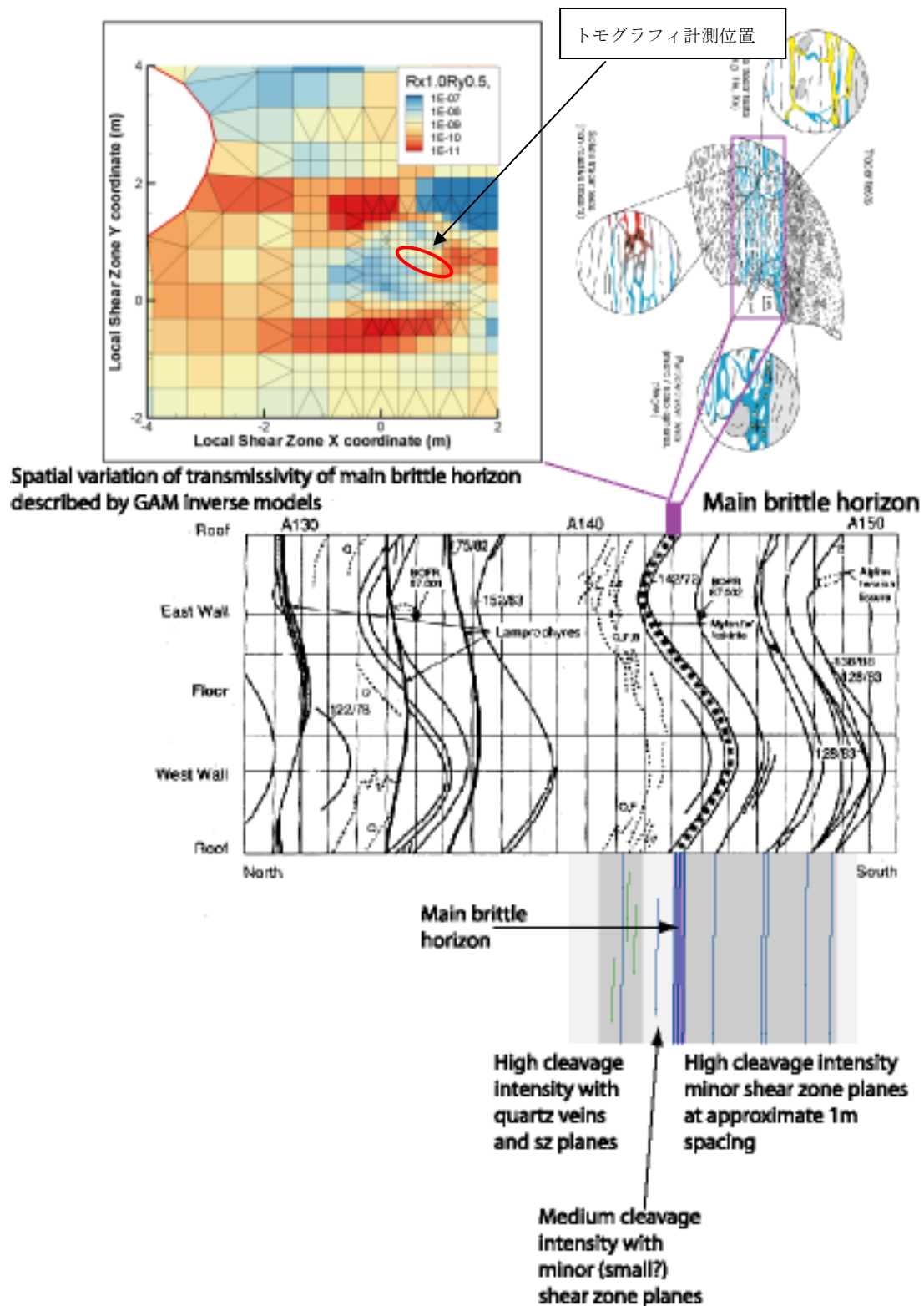


図 5.5.1-1 GAM エリア及び周辺の破砕帯と岩盤の概念モデル (Wyss 1996) に加筆
(GAM エリアのトモグラフィ計測位置を○で囲って示している)

(2) 従来手法と透水トモグラフィの結果の比較

地質構造モデルから構築した水理場と弾性波速度差と透水係数の関係から得られた水理場の比較を行った。図 5.5.1-2 の左図は、今回実施した水理試験結果と Wyss(1996)が実施した TPF の水理試験結果をもとにして従来法によって作成した水理場を示している。右図は本手法で構築した透水係数分布図を示している。本手法の透水係数分布は、 $1.0\text{E}-8 \sim 1.0\text{E}-13 \text{ m/sec}$ の幅に透水係数が分布しており、一方、従来の方法では、母岩の透水係数を $4.0\text{E}-12 \text{ m/sec}$ と仮定し、亀裂含めておよそ $1.0\text{E}-11 \sim 1.0\text{E}-7 \text{ m/sec}$ の透水係数が分布している。また、本手法による結果は、高透水ゾーンが地質構造モデルの場合に比べ、やや広い範囲に分布しているのが確認できる。これは、ボーリング孔内で実施した透水試験の計測区間が弾性波トモグラフィの解析メッシュサイズに比べて大きいいため、高透水の部分が、透水試験に区間長を反映していることが原因であると考えられる。

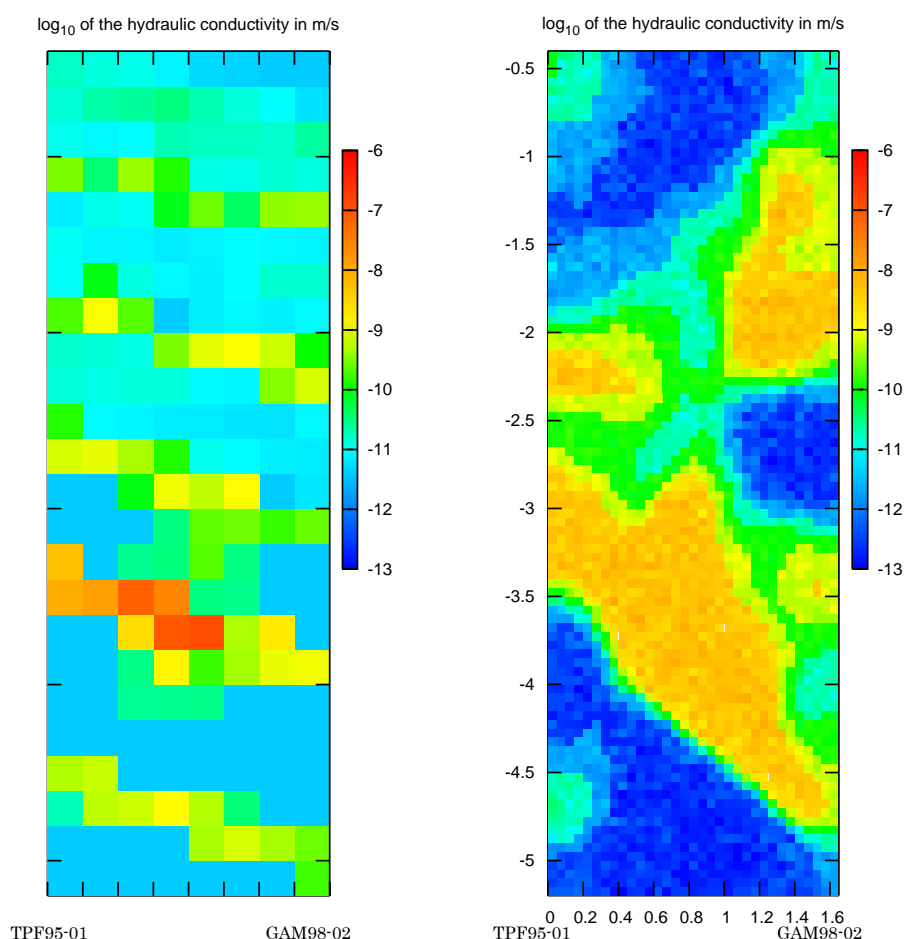


図 5.5.1-2 GAM サイトの透水トモグラム

(左：従来の地質からの推定，右：弾性波速度差から得られたトモグラム)

以上のような特徴の差異はあるもが、1.5m の狭い範囲で5オーダーのばらつきを示す透水構造において、全体的には、ほぼ同じ位置に高透水ゾーンが存在し、傾斜もほぼ一致していることから、GAM エリアの透水係数分布は従来手法とほぼ一致していると言える。

5.5.2 原位置透水試験

(1) 小口径の既存ボーリング孔の拡孔と透水試験

本手法で構築した透水場を確認するために、図 5.5.2-1 に示したように、試験区間の中央に位置するボーリング孔 GAM98-05（口径 30mm）を拡孔して水理試験を実施してシアゾーンおよびマトリックス部分の透水係数を比較することとした。GAM98-05 孔は、今回の試験区域のほぼ中央に位置する。今回新たに拡孔したボーリング孔 GAM98-05 は口径 56mm、深度 5.72m で、本図からも分かるようにトモグラフィの解析断面とは少しねじれた位置で交差する。

拡孔作業終了後に、ボアホールカメラによる観察を実施した。この結果、孔口から深度 4.55m にシアゾーンが、ほぼ水平に横切っていることを確認した。水理試験には、図 5.5.2-2 の左図で示した、直径 52mm の 5 つのパッカーからなるマルチパッカーシステム（MMPS）を使用した。この装置は 20cm ピッチで 5 区間において透水係数を測定することが可能である。

水理試験では、GAM98-05 孔内の図 5.5.2-3 に示す位置に MMPS を設置した。本図で示したように、計測は 2 回実施した。装置の設置位置はそれぞれ、レイアウト 1 およびレイアウト 2 として、同図に示した。また、トモグラフィで使用した TPF95-01 と GAM98-02 に、GAM98-05 孔からの孔間の影響を計測することを目的として、両孔内に、図 5.5.2-2 の右図で示したトリプルパッカーシステムを設置し、透水スクリーン試験をマトリックス、遷移部およびシアゾーン) で実施した。GAM98-05 孔のパルステスト実施中の GAM98-02 および TPF95-01 孔の水圧測定データを図 5.5.2-7 に例示する。

測定では、水圧の安定を確認後、パルス注入試験と定圧注入試験をレイアウト 1 で実施した。第 1 段試験の水圧の回復を確認後、パッカーを収縮し、孔内装置をレイアウト 2 に移動させた。引続きパルス注入試験と定圧注入試験からなる第 2 段試験を実施した。

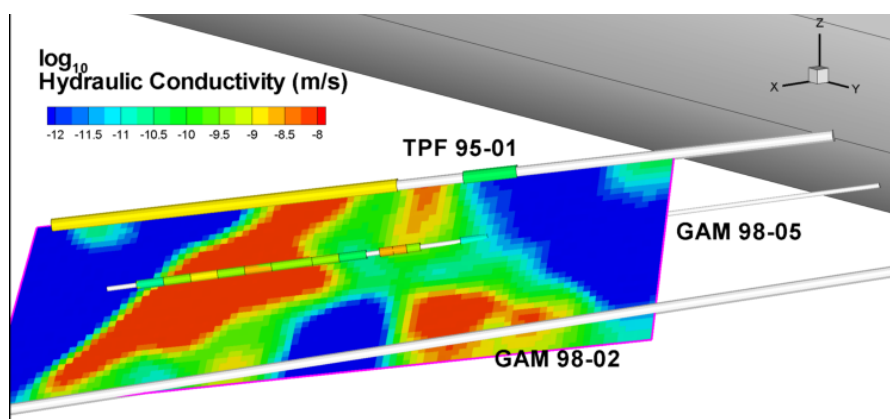


図 5.5.2-1 透水トモグラフィ結果とボーリング孔配置

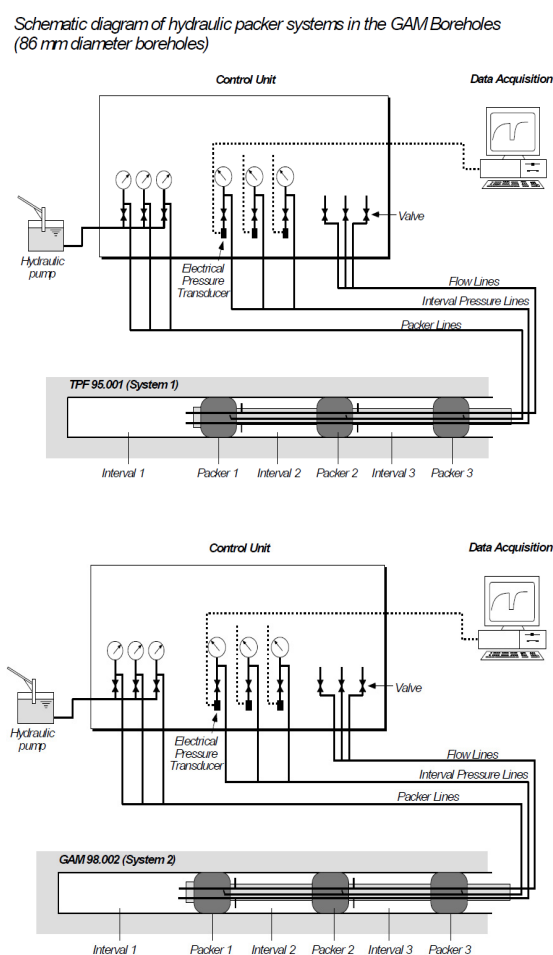
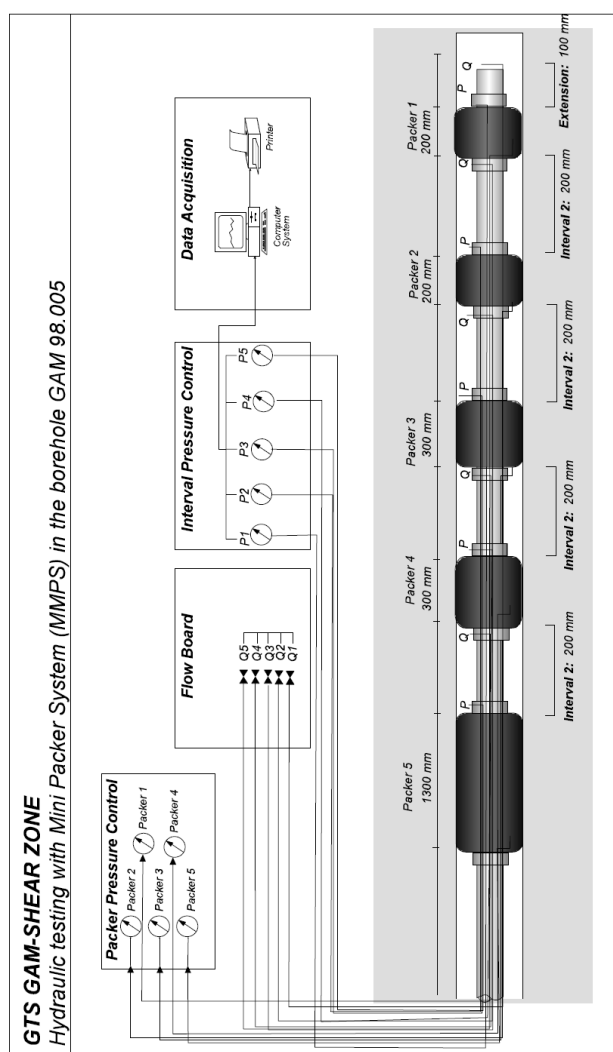


図 5.5.2-2 GAM98-05 孔に設置した MMPS (左図) および GAM98-02 孔と TPF95-01 孔に設置したトリプルパッカーシステム

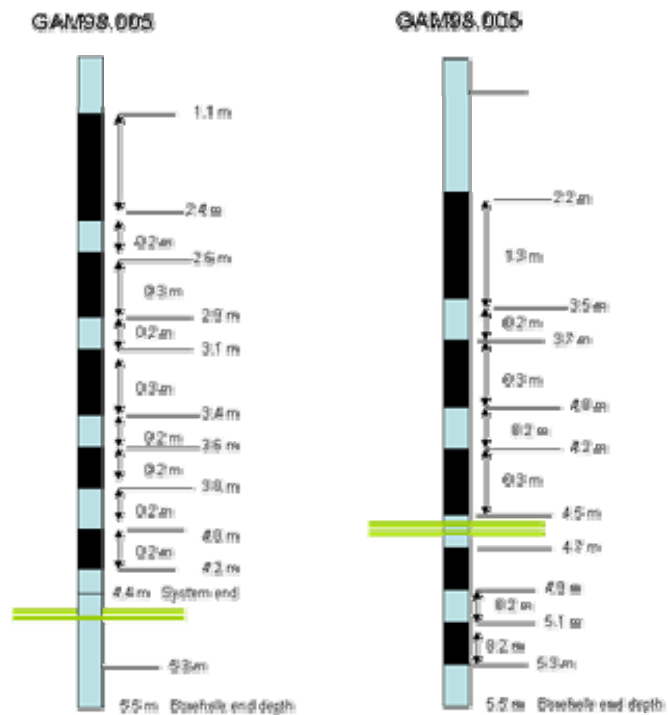


図 5.5.2-3 レイアウト 1 およびレイアウト 2 の水理試験の計測位置

- ・ 左側：パッカー最深部にシアゾーンを含め広い試験範囲にシアゾーンを含めた場合（レイアウト 1），
右側：シアゾーン部分の試験範囲を狭くした場合（レイアウト 2）。緑色の線はボーリング孔 BHTV 測定
で確認したシアゾーンの位置を示す。

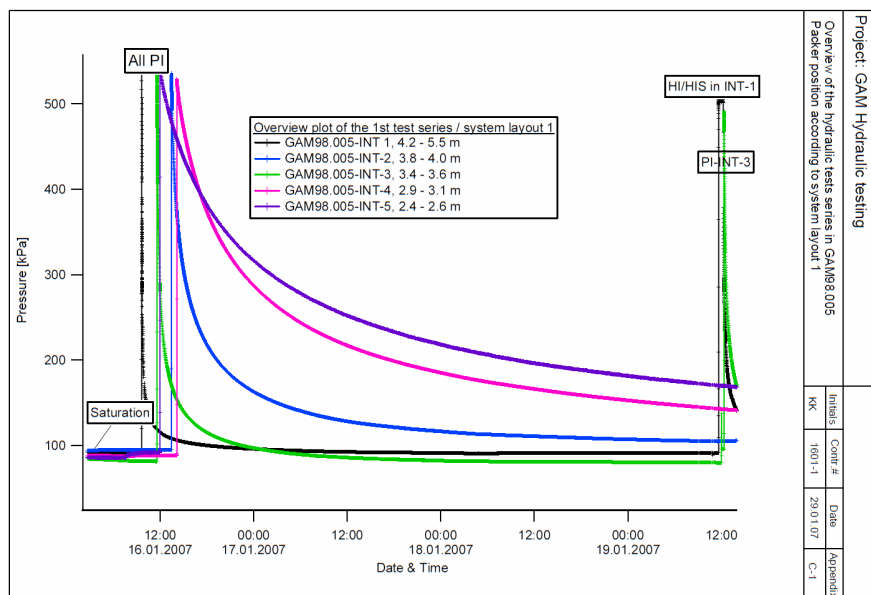


図 5.5.2-4 レイアウト 1 のパルス試験データ

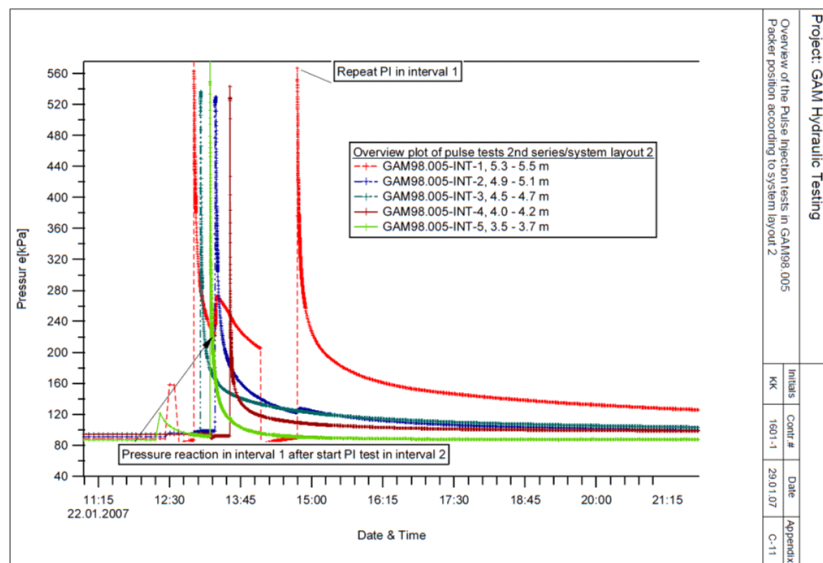


図 5.5.2-5 レイアウト 2 のパルス試験データ

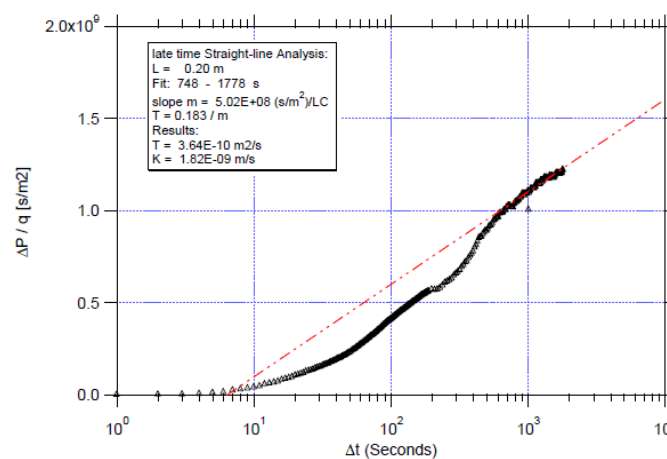
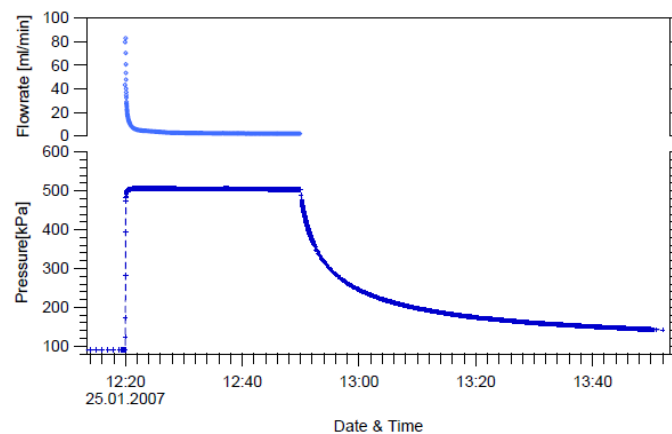


図 5.5.2-6 レイアウト 2 の定圧注入試験の例 (INT-2)

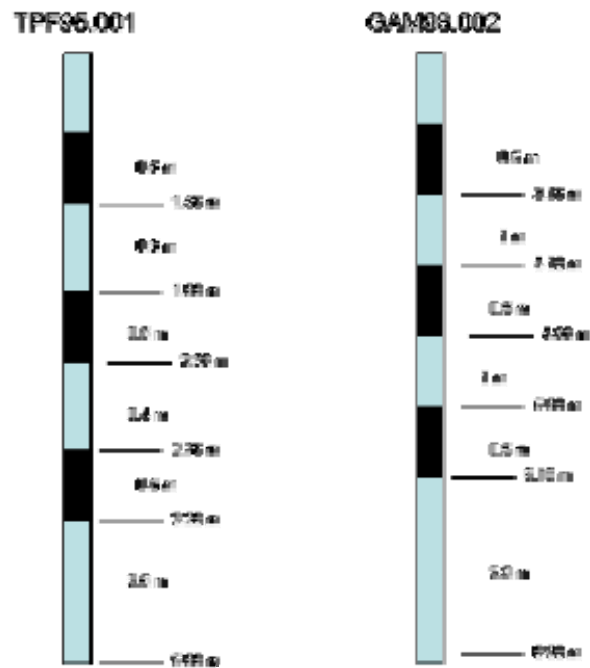


図 5.5.2-7 観測孔 TPF95-01 と GAM98-02 における孔内装置の設置位置

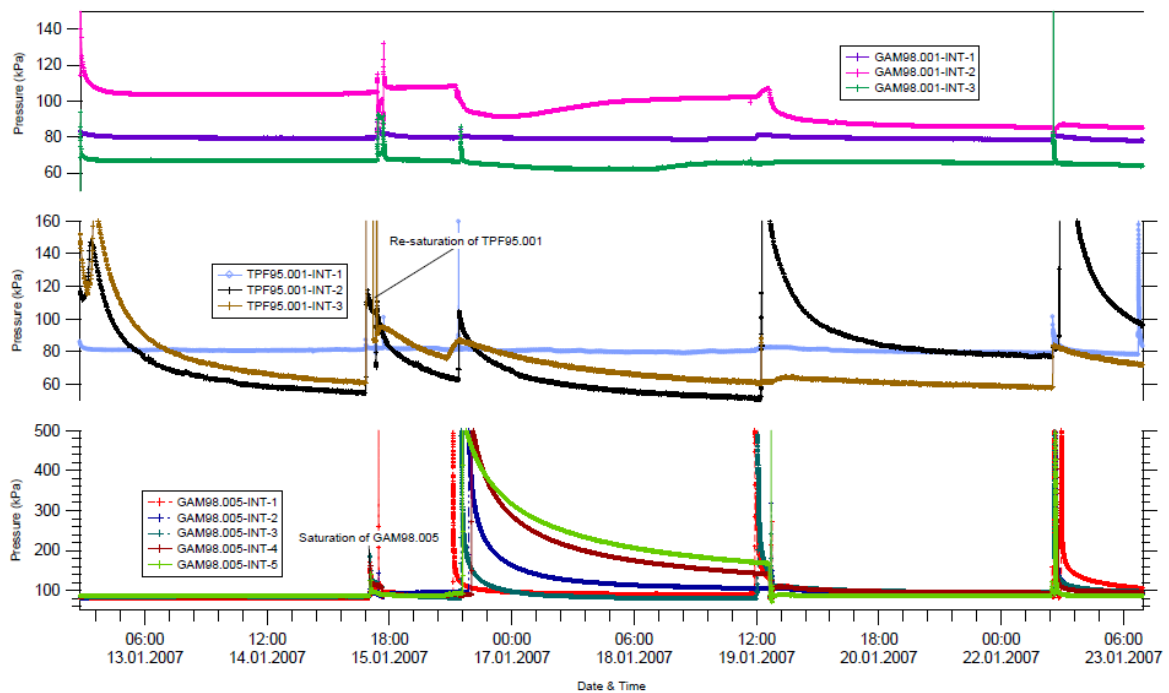


図 5.5.2-8 パルス試験中の GAM98-02, TPF95-01 孔の水圧変化データ例

(2) 透水試験結果

a. 解析方法

パルス試験データは Bredehoeft and Papadopoulos (1980)の方法により解析した。

定圧注入試験は、対数時間に対する正規化した揚水データ($\Delta h/Q$)の流速をプロットして解析した。透水係数は、Jacob & Lohman (1952)による直線近似 (SLA) を用いて評価した。同様の手順により、リカバリー時間を“Agarwal time” (Agarwal, 1980)に変換して、圧力回復データの解析を行なった。

b. レイアウト 1 の GAM98-05 インターバル解析

レイアウト 1 のパルス試験の結果を表 5.5.2-1 に示す。試験区間は孔底から、INT-1～5 の順に配列している。また、定圧注入試験の結果を表 5.5.2-1 に示す。定圧注入試験はシアゾーンを含む INT-1 で実施した。

表 5.5.2-1 GAM98-05 のパルス試験結果（レイアウト 1）

Tested borehole	Unit	INT-1	INT-2	INT-3	INT-4	INT-5
Test number		PI-1-1	PI-4-1	PI-2-1	PI-5-1	PI-3-1
Interval depths	[m]	4.2-5.5	3.8-4.0	3.4-3.6	2.9-3.1	2.4-2.6
Interval length	[m]	1.3	0.2	0.2	0.2	0.2
Initial Pressure	[kPa]	91.4	95.1	81.2	91	92
Injection Pressure	[kPa]	553	535.8	547	529.5	558
Injected volume	[ml]	105.4	12.1	45.7	34.3	51.7
Calculated T	[m ² /s]	7.1E-10	6.6E-12	1.1E-10	3.1E-12	3.5E-12
Calculated k	[m/s]	5.5E-10	3.3E-11	5.3E-10	1.5E-11	1.7E-11

表 5.5.2-2 GAM98-05 の定圧注入試験結果（レイアウト 1）

Tested borehole		GAM98-05
Test Number		HI-1-1/HIS-1-1
Tested interval		1
Interval depths	[m]	4.2-5.5
Interval length	[m]	1.3
Injection time period	[sec]	2112
Initial Pressure	[kPa]	91.4
Calculated T	[m ² /s]	3.7E-10
Calculated k	[m/s]	2.9E-10

c. レイアウト 2 の GAM98-05 インターバル解析

レイアウト 2 のパルス試験結果を表 5.5.2-3 に示す。試験区間は孔底から、INT-1～5 の順に配列している。また、定圧注入試験の結果を表 5.5.2-4 に示す。定圧注入試験は、INT-2 とシアゾーンを含む INT-3 で実施した。

表 5.5.2-3 GAM98-05 のパルス試験結果（レイアウト 2）

Tested borehole	Unit	INT-1	INT-2	INT-3	INT-4	INT-5
Test number		PI-8-2	PI-11-2	PI-9-2	PI-12-2	PI-10-2
Interval depths	[m]	5.3-5.5	4.9-5.1	4.5-4.7	4.0-4.2	3.5-3.7
Interval length	[m]	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Initial Pressure	[kPa]	89.8	98.2	94.1	92.3	91.4
Injection Pressure	[kPa]	550	529.8	535	525.2	547
Injected volume	[ml]	5.6	39.5	35.4	5.6	9.5
Calculated T	[m ² /s]	4.1E ⁻¹²	2.9E ⁻¹⁰	4.2E ⁻¹⁰	6.7E ⁻¹¹	4.3E ⁻¹⁰
Calculated k	[m/s]	2.1E ⁻¹¹	1.4E ⁻⁹	2.1E ⁻⁹	3.3E ⁻¹⁰	2.2E ⁻⁹

表 5.5.2-4 GAM98-05 の定圧水理試験結果（レイアウト 2）

Tested borehole		GAM98-05	GAM98-05
Test Number		HI-2-2/HIS-2-2	HI-3-2/HIS-3-2
Tested interval		2	3
Interval depths	[m]	4.9-5.1	4.5-4.7
Interval length	[m]	0.2	0.2
Injection time period	[sec]	1760	1772
Initial Pressure	[kPa]	89.9	108.2
Calculated T	[m ² /s]	3.6E ⁻¹⁰	2.1E ⁻¹⁰
Calculated k	[m/s]	1.8E ⁻⁹	1.0E ⁻⁹

d. TPF95-01 孔の水理試験結果の比較

弾性波トモグラフィ計測時に実施した TPF95-01 孔の水理試験結果を再現するために、図 5.5.2-7 で示した水理試験区間の 3.20～5.88m 区間において、パルス試験を実施した。本区間はシアゾーンを含んでいる。図 5.5.2-9 に計測データ及び解析結果を示す。本結果から、シアゾーンの透水係数は 1.3E-9m/sec が得られた。この結果は前回の水理試験結果の 5.0E-9m/sec とほぼ同様の結果が得られたものと判断した。上記の透水試験の結果から、シアゾーンの透水係数は 10⁻⁹m/sec のオーダーの値を示すものと考えられる。

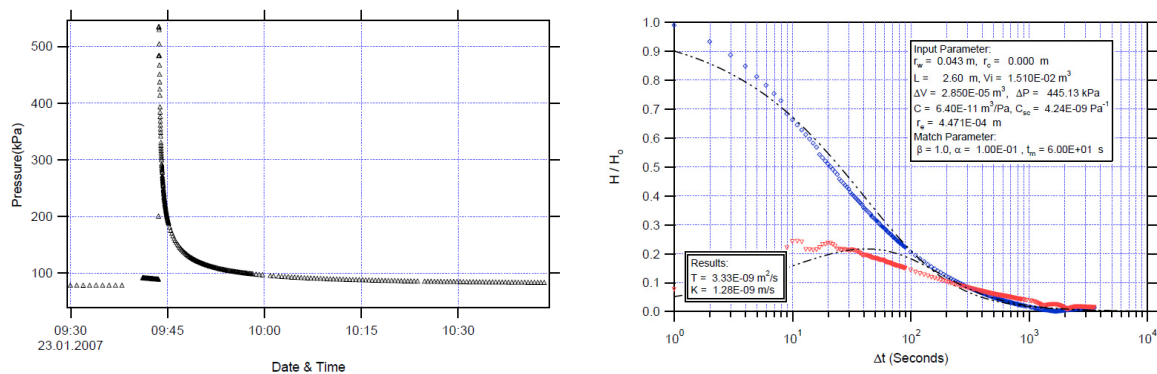


図 5.5.2-9 TPF95-01 孔で実施したパルス試験結果及び解析結果

5.5.3 透水場構築手法の検証

本手法で構築した透水係数分布と、ボーリング孔内で実施した水理試験の結果を比較して、本手法の検証を行った。孔内透水試験結果と弾性波トモグラフィから得られた透水係数を図 5.5.3-1 に示す。図の横軸はボーリング孔口からの深度、縦軸には透水係数を表している。

本図には、レイアウト 1 およびレイアウト 2 のパッカーの最上部の位置を併せて示している。

GAM98-05 孔は、トモグラフィ解析断面と並行ではないため、透水試験で得られたボーリング孔沿いの透水係数値は、ボーリング孔を中心として、半径 0.05m と半径 0.25m に拡大して比較している。すなわち、半径 0.05m の範囲にある解析グリッドの透水係数（図中塗りつぶし●で表示）と、半径 0.25m の範囲にある透水係数（図中白抜き○で表示）では、重なるグリッド数が異なる。半径 0.05m の場合は、トモグラフィの解析断面とボーリング孔の交点（深度 3.2m 付近）の近傍だけが示されている。また、深度 4.5～4.7m 付近の縦線は、シアゾーンの位置を示している。

計測された透水係数は、 $1.5E-11$ m/s から $1.6E-9$ m/s まで分布しており、シアゾーンと母岩の明瞭なコントラストは認められない。孔内透水試験の結果をまとめると以下のよう

- ・ 孔口から 2.4～3.1m, 3.8～4.0m および 5.3～5.5m に位置するマトリックス部分の透水計数値は、 $1.5E-11$ m/sec～ $3.3E-11$ m/sec が得られ、GAM98-05 孔内で最も透水性が低い部分である。
- ・ 孔口深度 4.5～5.1m 区間の透水係数は、 $1.5E-9$ m/sec, $1.6E-9$ m/sec が得られ、ボアホ

ールカメラの観察結果と併せて判断すると、ここでは GAM のシアゾーンの透水係数を示しているものと考えられる。

- ・ シアゾーン近傍で遷移帯の部分は、ボアホールカメラの観察結果から 4.0～4.2m の部分および 3.4～3.6m の部分は、 $3\text{E}-10 \sim 5\text{E}-10 \text{ m/sec}$ を示すことから、シアゾーンよりも透水性が低く、マトリックス部分よりも透水性が高い遷移部分と考えられる。

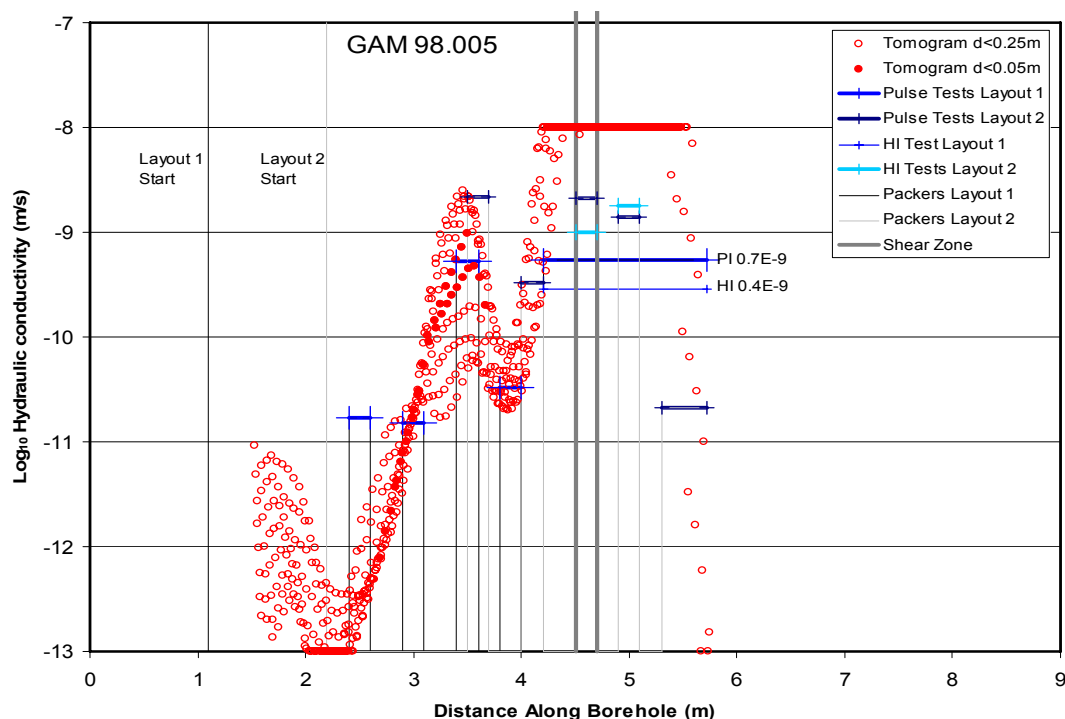


図 5.5.3-1 GAM98-05 孔での透水試験結果と透水トモグラフィにより得られた透水係数との比較

表 5.5.3-1 に本手法により構築した透水係数分布と透水試験による結果の比較をまとめた。 $1\text{E}-11\text{m/sec}$ から $1\text{E}-9\text{m/sec}$ の領域ではトモグラフィで推定した値と、水理試験の結果は良好に一致している。一方、 $1\text{E}-11\text{m/sec}$ 以下の低透水性の区間については、本手法では $1\text{E}-13\text{m/sec}$ の非常に低い透水係数まで示している。また $1\text{E}-9\text{m/sec}$ より透水性が高い部分では、本手法では $1\text{E}-8\text{m/sec}$ オーダーを示しているが、水理試験では 1 オーダー低い値を示している。これらを考えると、MMPS が低透水性評価において精度が余り良くないこと、トモグラフィの相関のしきい値のうち、低透水部分の設定が高かった可能性がある。

表 5.5.3-1 トモグラフィの比較結果

トモグラフィによる透水係数(m/sec)	評 価
1E-11 以下	透水試験では、最小で 1E-11m/s オーダー
1E-11 ～ 1E-9	良好に一致する
1E-9 以上	シアゾーンは透水試験では、1E-9m/s オーダーを示す。トモグラフィでは相関のしきい値に達している。

5.5.4 本手法の評価

弾性波速度差のトモグラムを用いた本手法と既存の手法との比較、さらには新規ボーリング孔における透水試験との比較を通じて、本手法の実証を行った。ボーリング孔間 1.5m の領域ではあるが、本手法の有効性を示すことができた。その中で、今後の展開を考える上で改善すべき点が現れた。透水試験においては、本手法での取り扱いが弾性波速度差との相関性をみることから、有効に活用するには透水試験の区間長にも十分注意が必要と思われることである。また、透水性の上限下限の設定においても通常の逆解析と異なり、外挿することができる反面、上下限の設定に注意が必要と思われる。

また、本手法は、弾性波トモグラフィで速度差の空間分布を設定することから、地質構造の解析精度に影響される。すなわち、決定論的な本手法では、地質構造の解像度が低い場合、破碎帯が高角度に分布する場合、破碎帯の大きさが分解能以下の場合など、水理構造を正しく再現できない可能性がある。

図 5.5.4-1 に、トモグラフィ計測で使用した 2 孔に、今回拡孔した 1 孔を加えて、3 本のボーリング孔の水理データを使用して、本手法による透水係数分布を作成した。これは、実際の地質調査では、調査の進展に沿って調査対象（ここではシアゾーンの形状や透水構造）の不確実性が低減すると考えられる方法である。本図からは、ボーリング孔が 3 本になったことで、全体的な透水構造は変わらないが、やや複雑になったように見える。特に、ボーリング孔の奥部（図の下側）に、高透水ゾーンが広がった様子が見られる。GAM98-02 孔と TPF95-01 孔ではこのような高透水ゾーンは確認されていないことから、追加したボーリング孔の水理情報が影響したものと考えられる。このことは、決定論的な手法では、与える水理情報の重みが等しいため、空間情報がない場合に、最も近傍の情報から推定した値を示す恐れを示したものである。このような決定論的な手法によるミスリードを防ぐためには、本手法に加えて、統計的手法による透水場構築手法も併せて検討して、総合的

に水理場の評価を行うことが、透水場の再現において不確実性を低減できる方法であると考ええる。

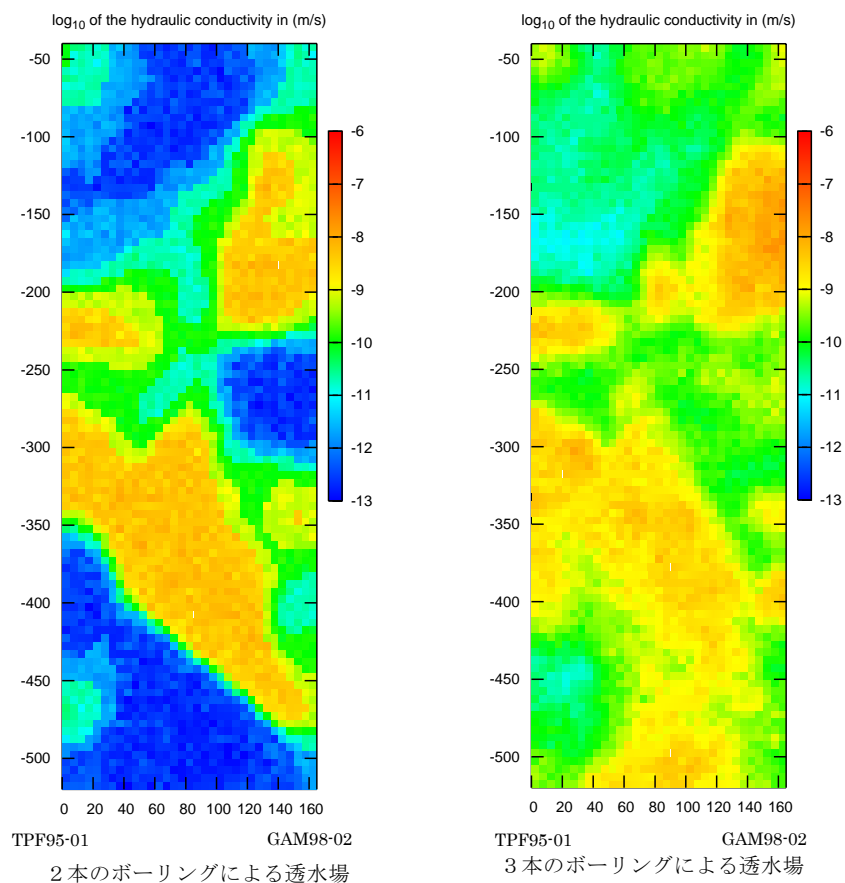


図 5.5.4-1 弾性波速度差トモグラフィと TPF95-01, GAM98-02, GAM98-05 ボーリング孔
による透水試験を用いたトモグラフィ解析結果

(左 TPF95-01, GAM98-02 のみ利用の結果, 右側 : GAM98-05 を加えた結果)

5.6 スケール拡大への適用

前項では、ボーリング孔間 1.5m の GAM エリアを対象にした本手法の適用性を評価してきた。ここでは GAM エリアよりも大きいボーリング間隔において、本手法の適用性を確認することを目的として、同じグリムゼルテストサイト内の FEBEX エリアにおいて透水トモグラフィを実施した。

5.6.1 既存資料の整理

(1) FEBEX エリアの既存情報の整理

FEBEX エリアは、図 5.6.1-1 に示す GTS の施設内に位置する試験サイトの名称である。高レベル放射性廃棄物の人工バリア試験（**F**ull-scale **H**igh Level Waste **E**ngineered **B**arriers **E**xperiment）に由来する。本地域には、図 5.6.1-3 に示すように、BOUS85001 および BOUS85002 の 2 本のボーリングを含めて 4 本のボーリングが存在する。広域の透水トモグラフィ技術の適用性を検討するために、BOUS85001 および BOUS85002 の 2 本のボーリング孔間で弾性波特性試験を実施することとした。このボーリング孔は、ラボラトリトンネルから水平下向き 15° で掘削されており、お互いに平行している。この領域は、USDOE(米国エネルギー省)が過去に孔間弾性波試験を実施した場所で、ラボラトリトンネルから水平に掘削された FEBEX トンネルが孔間に位置するが、BOUS ボーリングとはねじれの位置にある。また、FBX ボーリングはラボラトリトンネルからほぼ水平に掘削されている。この領域のボーリング孔で得られた代表的なコア写真を図 5.6.1-2 に示す。また、このエリアに存在するボーリング孔を表 5.6.1-1 に示す。また、そこで計測された透水係数を表 5.6.1-2 に、透水試験の計測区間を図 5.6.1-3 に示す。

表 5.6.1-1 周辺ボーリング孔

Borehole	Length [m]	Azimuth [°]	Dip angle [°] ([°] = down)	Co-ordinates of borehole mouth		
				Y [667.____]	X [159.____]	Z
US 85.001	149.60	290	-15.0	500.43	357.12	1728.05
US 85.002	149.70	290	-15.0	481.92	287.84	1729.30
FBX 95.001	76.70	275	-1.0	496.71	347.55	1730.00
FBX 95.002	132.54	258	-1.2	493.49	338.67	1730.20

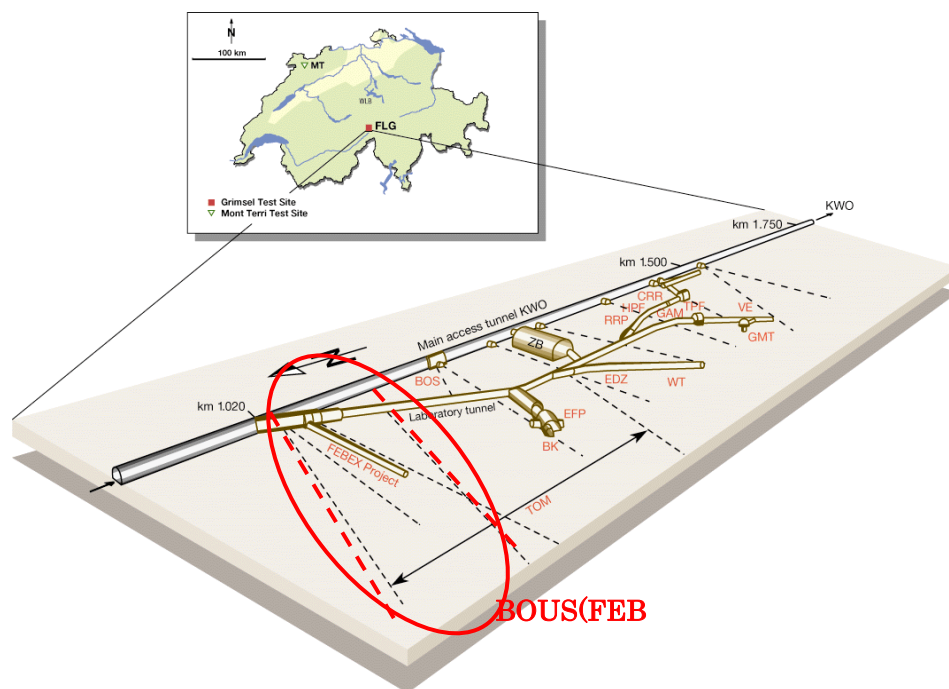


図 5.6.1-1 BOUS(FEBEX)試験エリア

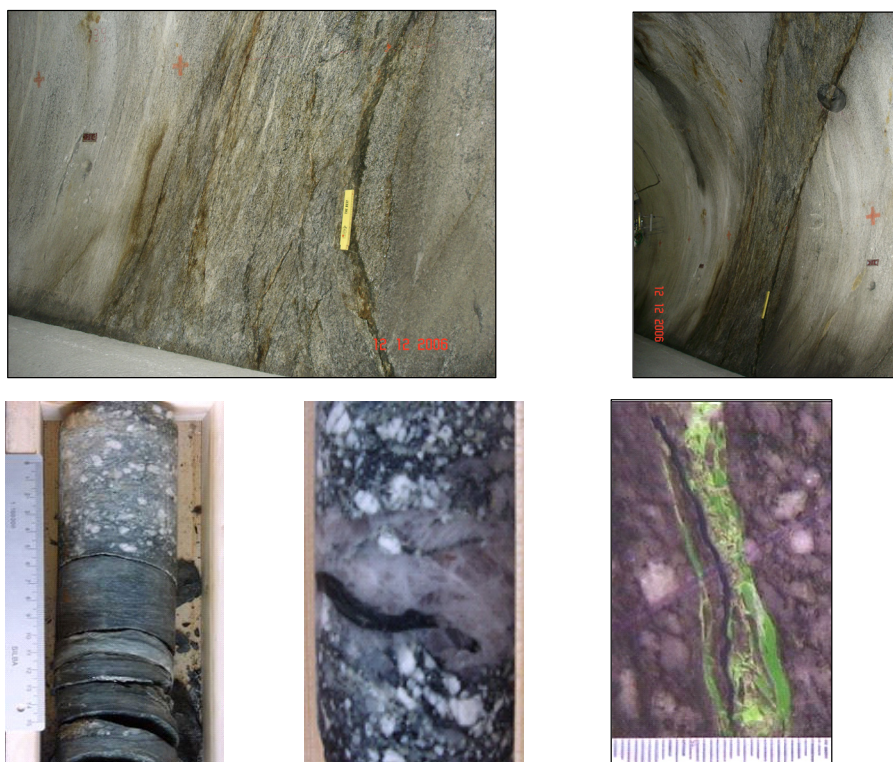


図 5.6.1-2 試験エリア地質状況

- ・ (上左 : 破碎帯, 上右 : 貫入岩, 下左 86 mm コアで上から一般部, 貫入岩, 破碎部, 中 : 86 mm コア (マトリックス部の quartz vein) 右 : impregnated shear zone (開口部は, breccia と断層ガウジで充填されている); 画像サイズ: 3 cm

表 5.6.1-2 透水係数計測データ (Guimerà et al., 1998)

ボーリング孔	試験深度	試験範囲(m)	透過係数(T)	透水係数(K)
BOUS85.001	I1 (83.50-150.00)	66.5	$3.6E^{-10}$	$5.41E^{-12}$
BOUS85.001	I2 (73.00-82.50)	9.5	$3.2E^{-09}$	$3.37E^{-10}$
BOUS85.001	I3 (11.50-72.00)	60.5	$3.9E^{-10}$	$6.45E^{-12}$
BOUS85.002	I1 (114.00-150.00)	36	$8.3E^{-10}$	$2.31E^{-11}$
BOUS85.002	I2 (111.00-113.00)	2	$2.8E^{-08}$	$1.4E^{-08}$
BOUS85.002	I3 (90.00-110.00)	20	$2.7E^{-09}$	$1.35E^{-10}$
BOUS85.002	I4 (60.00-89.00)	29	$7E^{-08}$	$2.41E^{-09}$
BOUS85.002	I5 (54.00-59.00)	5	$1.6E^{-08}$	$3.2E^{-09}$
BOUS85.002	I6 (13.00-53.00)	40	$1.3E^{-07}$	$3.25E^{-09}$

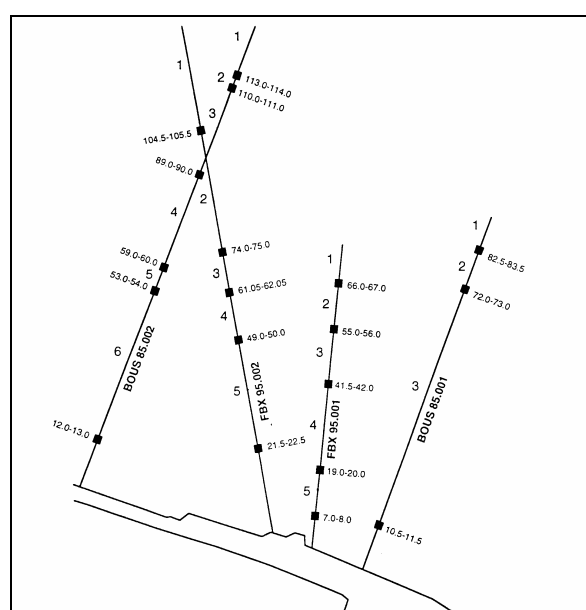


図 5.6.1-3 ボーリング孔および透水試験計測区間のレイアウト

(2) 地質構造

ボーリングコア，トンネル壁面の観察・評価，孔内透水試験，さらに Albert et al.(1999) が実施した孔間弾性波試験（図 5.6.1-4）の情報を基にして，地下水流動を表したフローモデルによる地質構造モデル（図 5.6.1-5）を構築した。ここで構成されている地質については，以下の 4 分類とし，透水性を表 5.6.1-3 のように設定した。

・ S ゾーン

FEBEX エリアでは，支配的なシアゾーンであり，比較的透水性の高い特徴を有する。走向は，GAM のシアゾーンとほぼ同じである。

・ K ゾーン

破碎によってもろく、開口したシアゾーンで、S ゾーンとは、ほぼ直交する。そのため、S ゾーンと亀裂ネットワークを構成して地下水流動を構成する場合がある。

- ・ ランプロファイア

FEBEX エリアにある貫入岩で、比較的広がりをもつ、低透水性を示す。

- ・ 母岩

母岩は、花崗閃緑岩で、小さな割れ目も含んだ構造を示す。低透水性を示す。

(3) 弾性波速度構造

図 5.6.1-4 に示した Albert et al.(1999)によって実施された孔間弾性波試験の結果のうち、Field US1 と表示された部分が FEBEX エリアである。FEBEX エリアの弾性波速度は、4.5～5.6km/sec の範囲で分布しており、全体的には 5km/sec 以上の速度分布が卓越している。やや速度が低い部分は FEBEX トンネル近傍とその延長部に認められ、BOUS85002 孔の奥部には低速度のスポットが認められる。この部分は、フローモデルによる亀裂分布を示した図 5.6.1-5 では、S ゾーンが集中していることから、亀裂の影響を受けて弾性波速度が低下しているものと考えられる。FEBEX エリアは、ランプロファイア、S ゾーン、K ゾーンが複雑に分布する部分に当たる。また、BOUS85002 孔の孔口から 111～113m の位置（表 5.6.1-2 参照）では、高透水の亀裂が認められており、低速度の範囲はこの地点に相当する。

表 5.6.1-3 FEBEX エリアの透水性の特性

構造	透水量係数(m ² /s)	透水性の連続性
ランプロファイア	0.8 ～1.5E-9	不均質性が大きい。他の構造と関連している可能性がある。
S ゾーン	3E-9～8E-8	不均質でかつ連続性を示し、他の構造と広がっている
K ゾーン	1E-9～2.5E-8	不均質であるが、広がり是不明である。全体的にはあまり大きな構造ではない。
母岩	1.E-11 m/s	広域に広がる

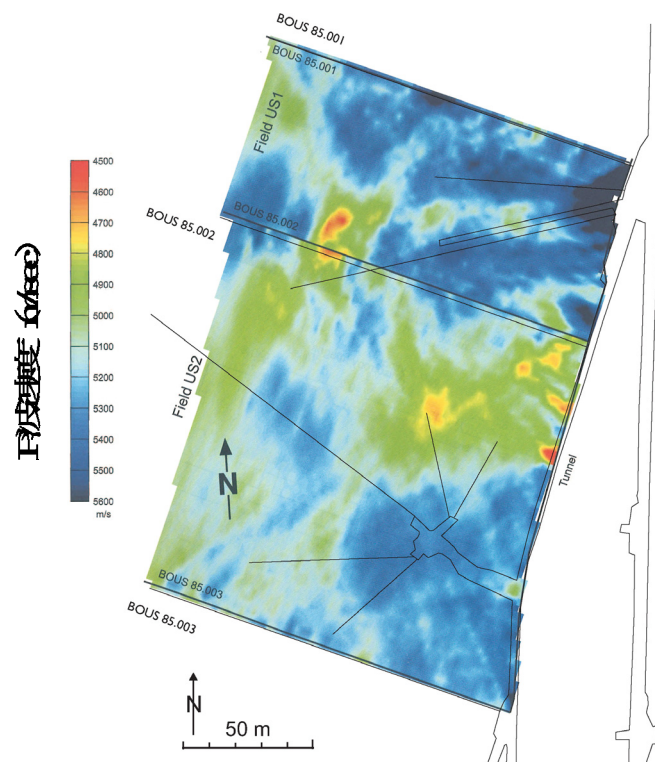


図 5.6.1-4 Albert et al.(1999)による弾性波速度分布図

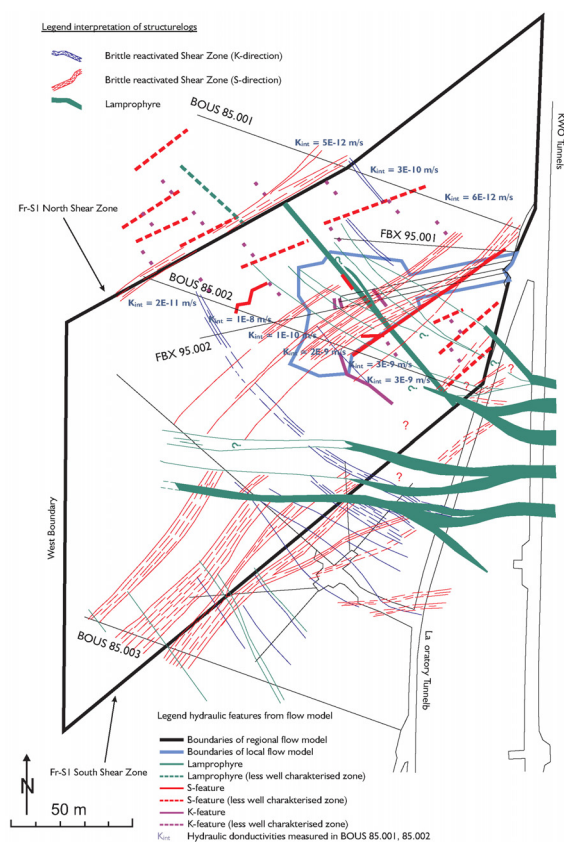







図 5.6.1-5 フローモデルによる地質境界，Sゾーン，Kゾーン，ランプロファイヤの分布

5.6.2 弾性波トモグラフィの計測

(1) 使用機器

GAM サイトと同様に，幾つかの異なる周波数を用いて弾性波トモグラフィを計測することから，震源にはピエゾ式の発信器を使用した。ただし，孔間距離が 70m に拡大するため，周波数帯域が高いものよりも，発振エネルギーが大きい装置を使用した。受振器にはハイドロフォンアレイを用いた。トモグラフィ計測に使用した機器の一覧を表 5.6.2-1 に示す。

表 5.6.2-1 計測装置一覧

装置名	メーカー／タイプ	仕様	写真
震源 (ピエゾ式発信器)	メーカー：システム技研	寸法：外径 55mm 長さ 790mm 周波数：～22kHz	
受振器 (24連ハイドロフォン)	メーカー：システム技研	周波数：～100kHz 受波感度：-215dB 以上 受振器間隔：2m	
記録器	メーカー：NI 他	サンプリング間隔：250kHz/sec チャンネル数：26ch	
パルスジェネレータ	メーカー：Agilent タイプ：33220A	振幅：10mVpp～10Vpp 周波数：1μ～20MHz 消費電力：50VA	
アンプ	メーカー：NF 回路設計 タイプ：HAS4052	最大電圧：300Vpp 周波数：DC～500kHz 利得：×20～200 倍	

(2) 計測

トモグラフィ計測に際し、BOUS85001 を発振孔、BOUS85.002 を受振孔とした。計測のジオメトリを図 5.6.2-1 に示す。計測システムを図 5.6.2-2 に示す。測定に先立って、図 5.6.2-1 に示した発振点 45、受振点 42 において、計測する周波数帯を判断するためにパラメータテストを実施した。発振信号には 5 波のバーストサイン波を使用した。使用した周波数を表 5.6.2-2 に示す。

図 5.6.2-3 に発振周波数 0.5kHz～10kHz の受信波形を示す。本図の 0 秒にはカップリングノイズが認められる。本図から 625Hz から 4kHz までの記録で波動の伝播が認められる。パラメータテストの結果を踏まえて、トモグラフィ測定は、2.5kHz と 1.25kHz の 2 種類の周波数で実施した。バースト波の波数はパラメータテストと同じく 5 波とし、スタッキング回数は 1024 回とした。測定波形の一例として、起振孔の最深部 T45 に震源を設置し、受振孔の R22 から R43 までの受振記録を図 5.6.2-4 に示す。5 波の波の伝播が確認できるほか、図中波線で囲んだようにチューブ波の発生も認められる。チューブ波の発生位置と透水性亀裂位置とは関係があるとされ、実際に孔口深度 108m には湧水が確認されている(R30 の孔口深度が 108m)。

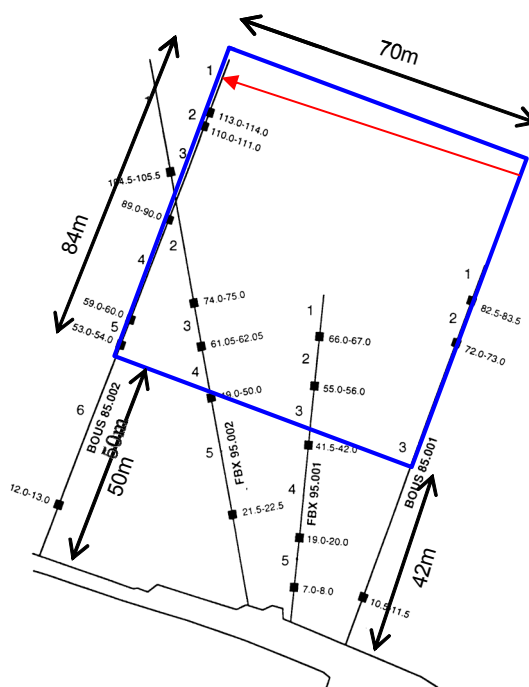


図 5.6.2-1 透水トモグラフィ計測範囲と透水試験計測区間

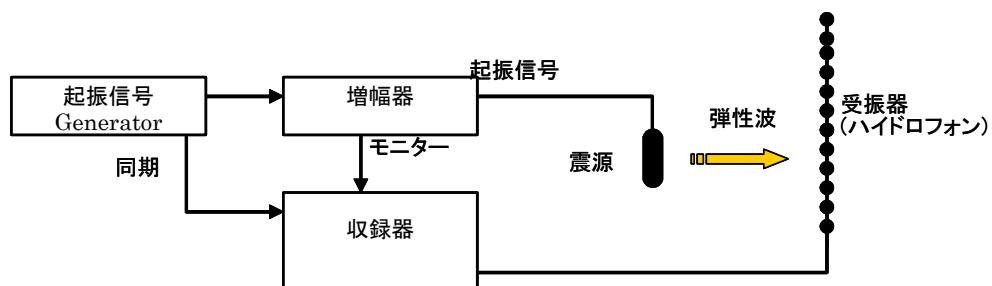


図 5.6.2-2 計測システムの概要

表 5.6.2-2 パラメータテストで使した発振周波数の仕様

発振側			受振側	
周波数	出力	波数	スタック数	サンプル間隔
0.500kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
0.625kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
0.800kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
1.000kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
1.250kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
1.500kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
2.000kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
2.500kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
3.000kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
4.000kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
5.000kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
6.250kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
8.000kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s
10.000kHz	340Vpp	5	1024	250kS/s

S/s : 1 秒間のサンプル数

Measure Date	2006.10.23~11.1	Stacks	1,024
Site	Grimsel Test Site Febex S45-R42	Sampling Rate	250,000 Hz
Source	Piezo22kHz		
Distance	71.547 m		

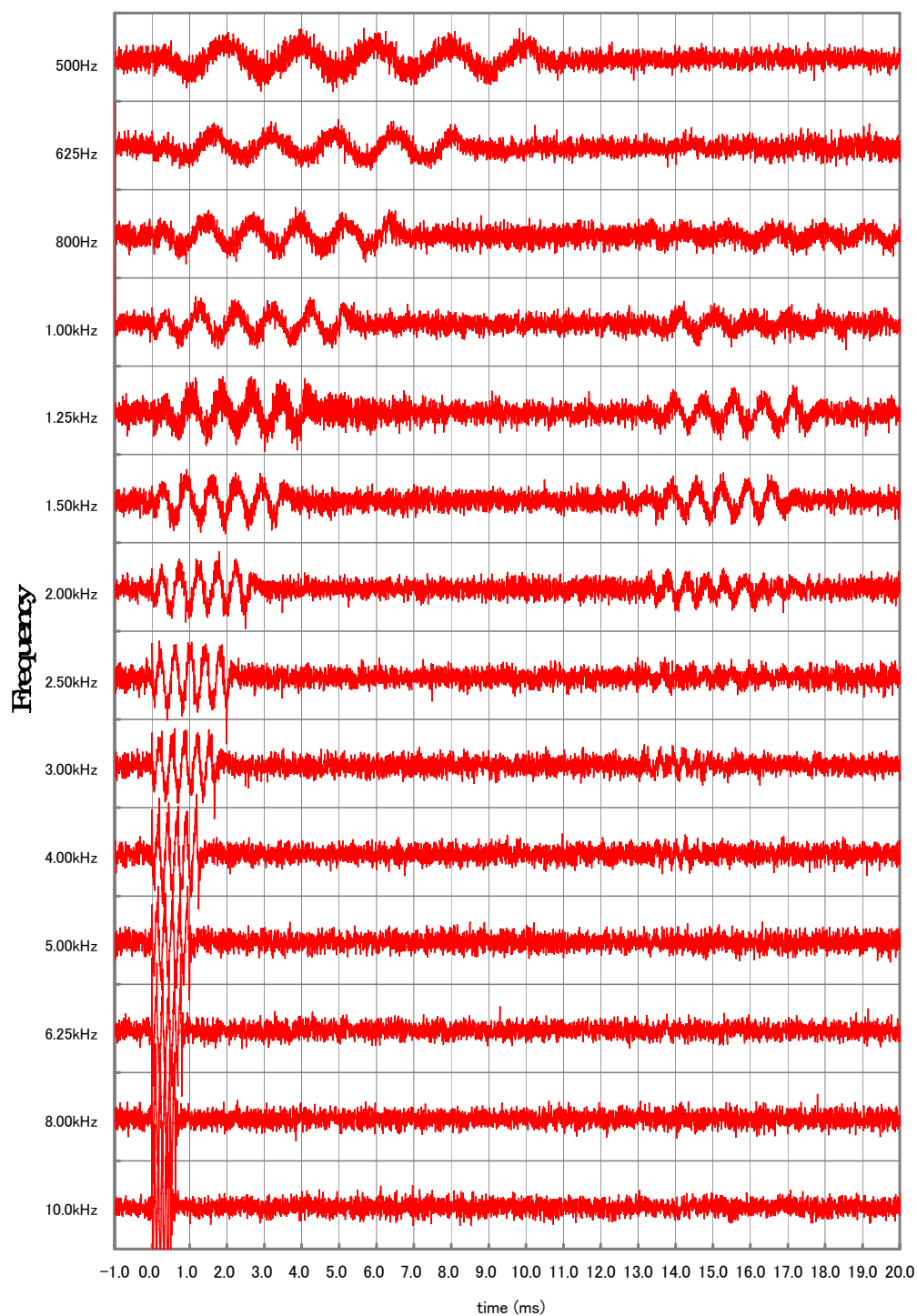


図 5.6.2-3 パラメータテストの受振波形

表 5.6.2-3 計測の仕様

周波数 (kHz)	出力(V _{pp})	バースト波数	スタック数
1.25	340	5	1024
2.50	340	5	1024

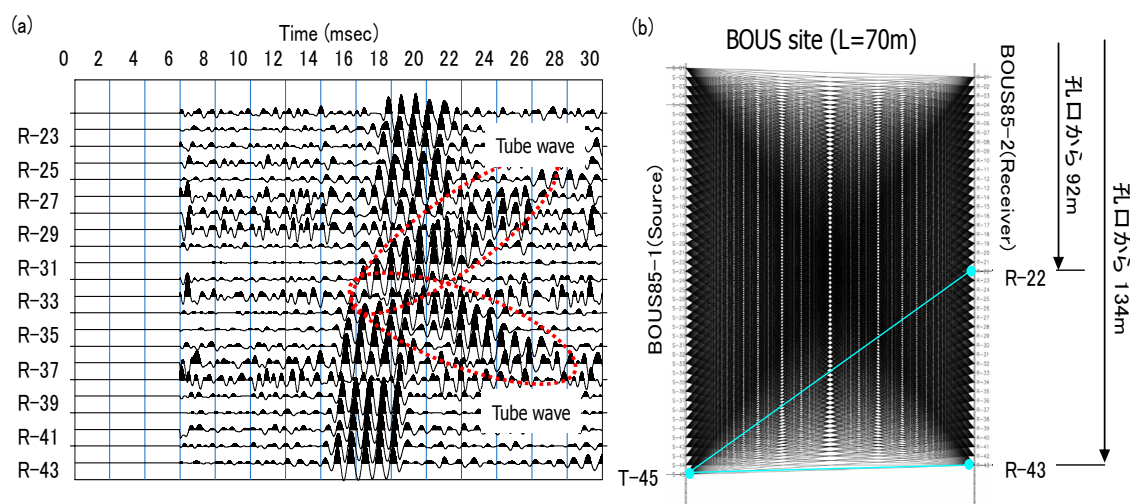


図 5.6.2-4 (a)波形記録および(b)測定ジオメトリ

5.6.3 トモグラフィ解析

初動はGAMエリアの本試験と同様に、発振波形のモニター記録と受振波形のピーク間の時間差から求めた。解析座標は発振点T01を原点として表 5.6.3-1に示したように変換して、逆解析を行った。解析した1.25kHzと2.5kHzの速度断面およびこれらの速度差断面を図 5.6.3-1図 5.6.3-2に示す。1.25kHzと2.5kHzの速度断面は、GAMエリアの場合と同様に、周波数による違いはほとんど認められない。弾性波速度は5km/sec程度が卓越するが、一部で4.8km/sec程度の低速度のスポットを示す。全体的には、NE-SW方向（図では左上から右下に向いたトレンド）の構造が認められる。そこで、既存資料との比較として図 5.6.3-3に、Albert et. al.(1999)が実施した孔間弾性波測定の世界速度断面と、今回の試験で作成した速度断面の結果を比較した。同図の左側に1.25kHzの速度断面を、右図にAlbert et al.(1999)の結果を示している。両者とも、速度値に大きな違いは認められない。また、低速度の部分の位置・形状はほとんど同じであると言える。

次に、速度差断面を図 5.6.3-4に示す。本図から速度差は最大で70m/sec程度を示すことがわかった。また、速度断面で見られたNE-SW方向のトレンドは、速度差断面ではより鮮明に見えており、このほかにも、NW-SE方向のトレンドも確認できる。これは、既存資料で示されたSゾーン、Kゾーンの構造にほぼ整合している。既存資料の水理地質構造と比較するために、図 5.6.3-3に、フローモデル、速度断面、速度差断面を比較して示す。本図から、Sゾーン、Kゾーンに対応する位置に、速度差のトレンドが見られる。速度断面ではこのトレンドは不明瞭である。また、速度差断面では、フローモデルでは表現されていないトレンドも見られることから、過去の調査では捕らえられていない水理地質構造を捕らえた可能性を示すものと考えられる。以上から、速度断面よりも速度差断面の方が地質構造をよく反映しているものと考えられる。

表 5.6.3-1 解析で使したローカル座標点

	ボーリング孔	長さ	x,y 座標 (cm)
T01	BOUS 85.001	42m	(0, 0)
T45	BOUS 85.001	130m	(0, 8800)
R01	BOUS 85.002	50m	(7092, 302)
R43	BOUS 85.002	134m	(6947, 8701)

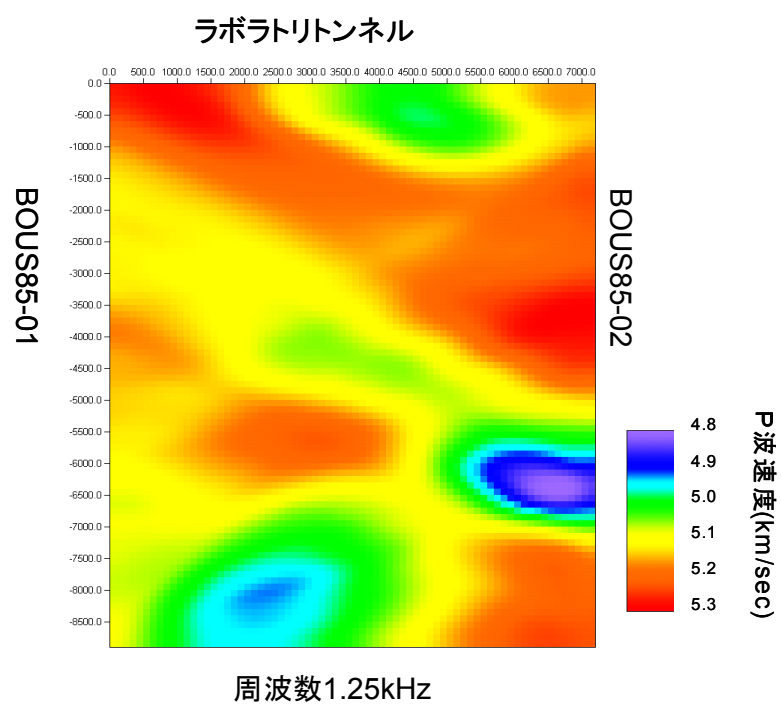


図 5.6.3-1 FEBEX エリアの周波数 1.25kHz による速度トモグラム

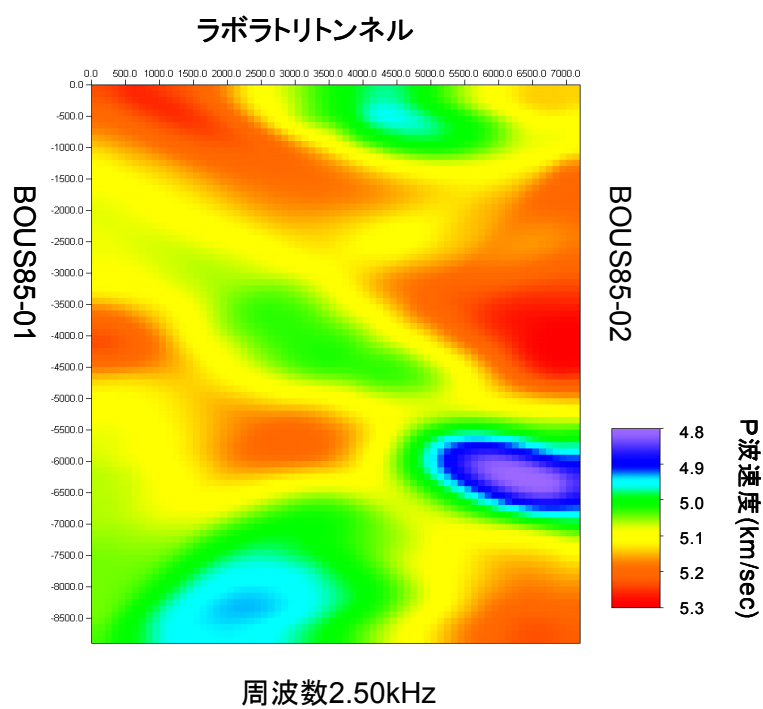


図 5.6.3-2 FEBEX エリアの周波数 2.50kHz による速度トモグラム

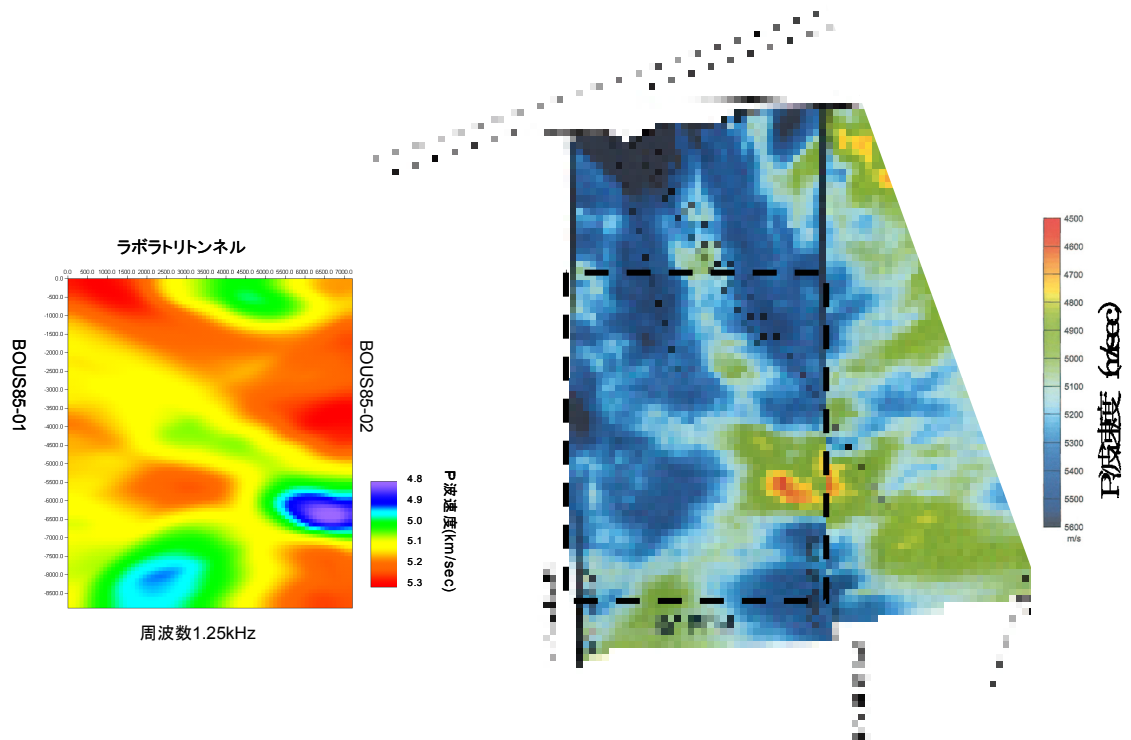


図 5.6.3-3 既存資料の速度断面との比較（左図：周波数 1.25kHz，右図：Albert, et al.）

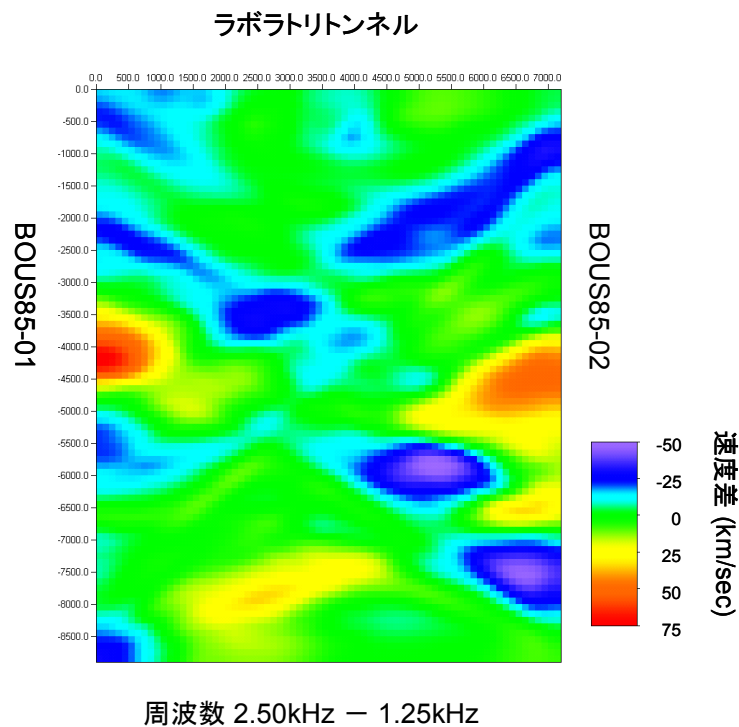


図 5.6.3-4 FEBEX エリアの周波数 2.50kHz と 1.25kHz との速度差トモグラム

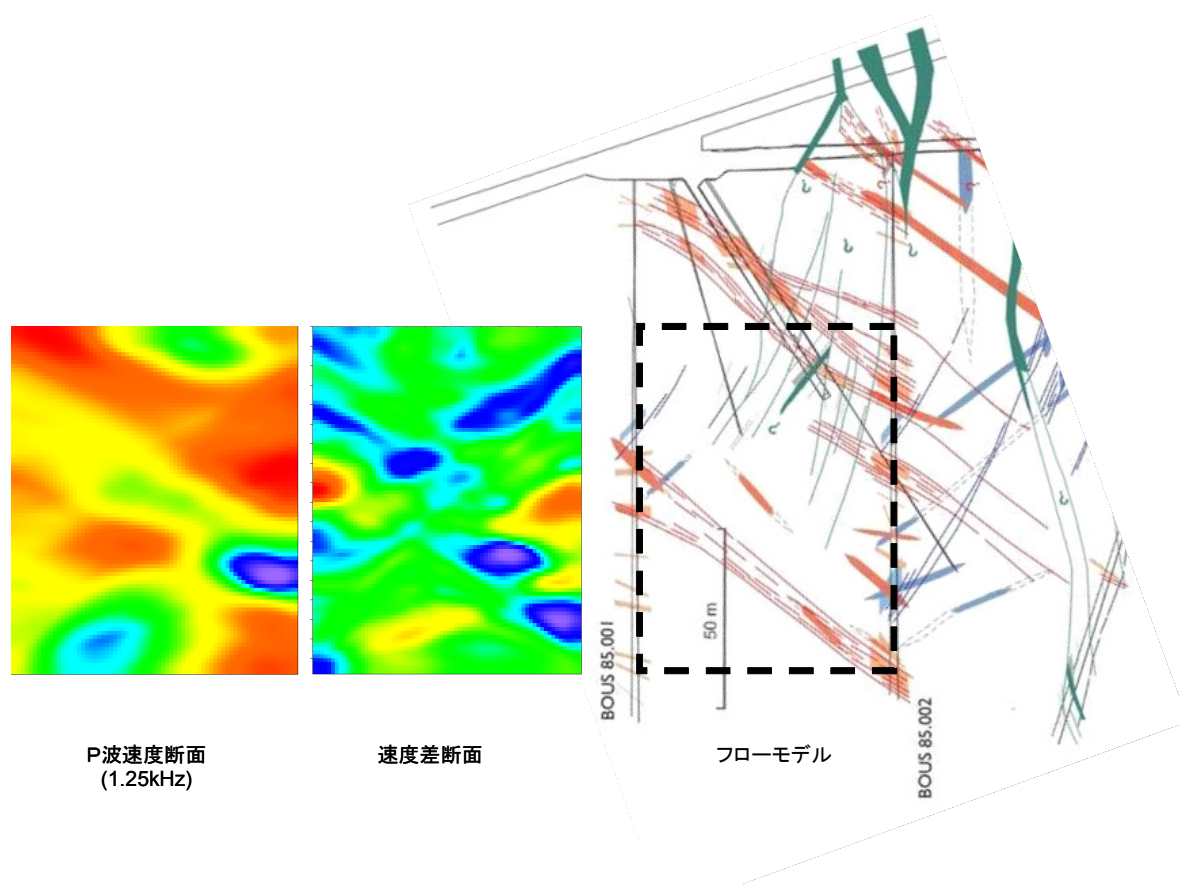


図 5.6.3-5 既存資料からのフローモデルと速度断面，速度差断面の比較

5.6.4 透水トモグラムの構築

透水場の構築は，図 5.6.4-1(a)に示す既存の透水試験結果(BOUS85001 孔内で 3 区間，BOUS85002 孔内で 6 区間)を利用した。同図(b)に速度差と透水試験値の相関図を示す。速度差は，透水試験区間に対応する速度差断面のセルの平均値とした。相関関係の算出にあたり，透水試験区間が解析範囲からはずれている US1-3 と US2-6 を除外した。また，US1-1 と US2-1 に関しては，他と傾向が異なりボーリング端部のデータで信頼性が低い可能性があることから除外した。速度差がマイナス値をとる原因に関して，詳細は今後の課題であるが，GAM 地点と同様に原位置で測定可能な周波数が限られ実際の地盤構造が複雑なため，分散に伴う速度変化と岩盤性状による速度の違いが存在し，異なる周波数における波長の違いから波の伝播する場所に違いが生じ，場合によっては見かけ上，高周波の波の方が遅く到達したように見えたのではないかと考えている。

求めた透水係数断面と，BOUS 地点で実施したボーリング，各種孔内試験および既存の弾

性波トモグラフィ結果から総合的に検討した推定水理地質構造図とを比較して、図 5.6.4-3 図 5.6.4-3に示す。BOUS85001 の 10m 付近から BOUS85002 の 80m 付近および BOUS85001 の 55m 付近から BOUS85002 の最深部に向けて、NE-SW 方向の比較的高透水なゾーンが認められる。また、解析範囲南東の角付近(図の右上部付近)にも高透水ゾーンが認められる。これらの位置には、推定水理構造図による S ゾーン が多く分布している。また、低透水を示す部分である BOUS85001 の 40m 付近から BOUS85002 の 70m 付近にかけては、推定水理構造図において高透水を示唆する構造が少ない傾向が認められる。

以上のことから、孔間距離 70m という実用的なスケールにおいて、震源の周波数が 1.25kHz と 2.50kHz の弾性波トモグラフィを行ない、その速度差を利用することにより岩盤の透水性に関わる情報が得られることが確認されたと判断した。

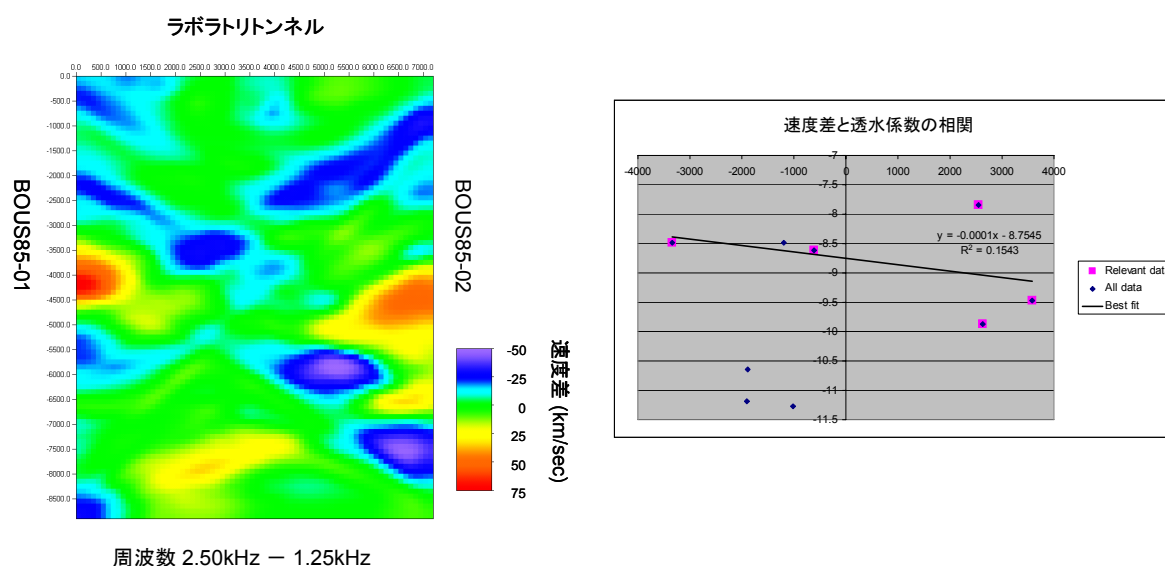


図 5.6.4-1 (a)透水試験区間と速度差断面および(b)速度差と透水係数との相関。

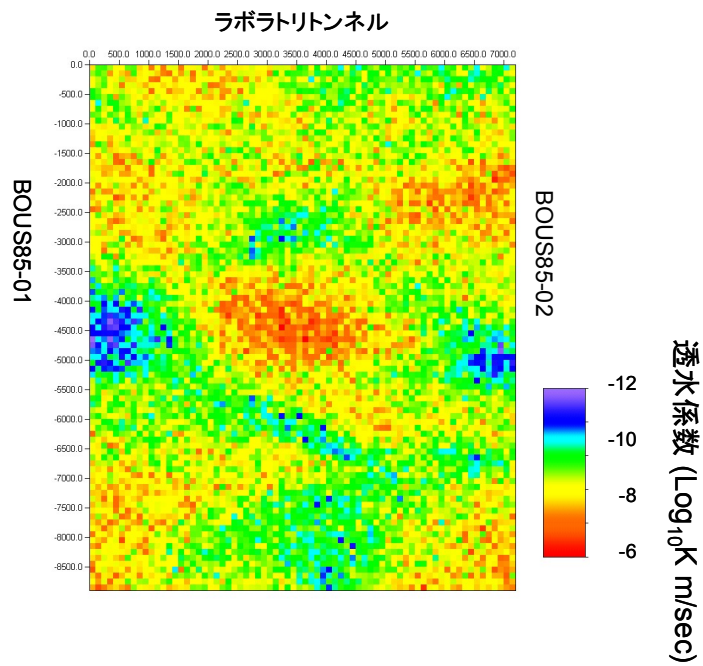


図 5.6.4-2 FEBEX エリアの透水性係数断面

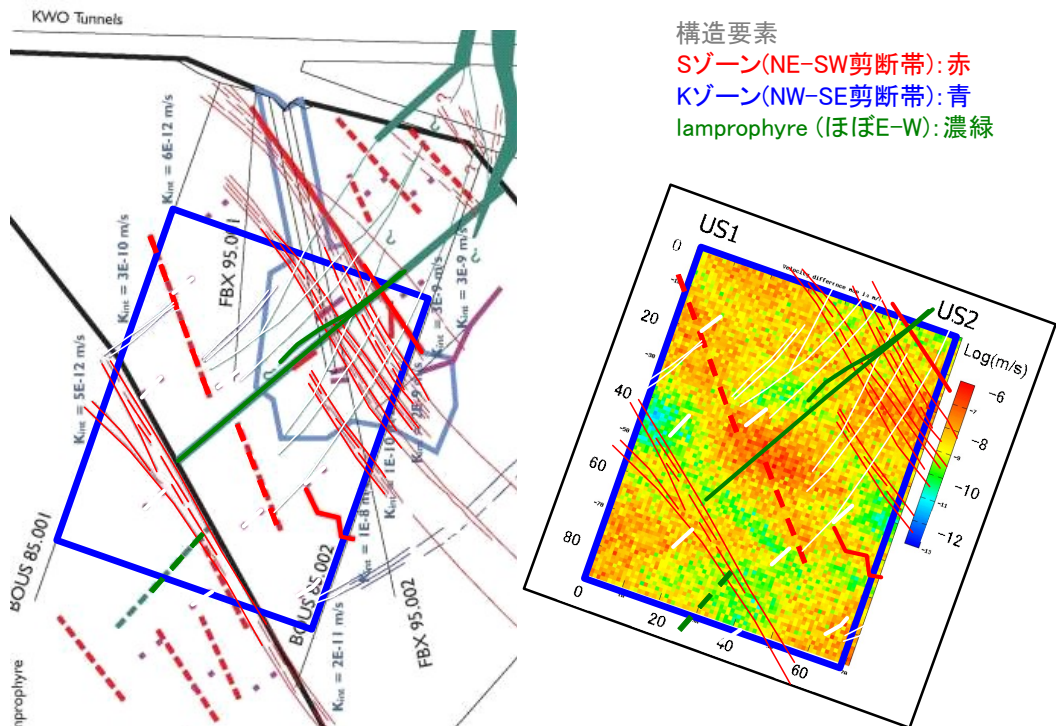


図 5.6.4-3 推定水理地質構造図との比較

5.7 長距離孔間における課題と対策

前節では、花崗岩において孔間距離 70m 程度までのスケールで、異なる周波数による弾性波トモグラフィと孔内透水試験の組み合わせによる手法の適用性を検証してきた。孔間距離が短いこのスケールでは、ボーリング孔を利用した孔間透水試験を実施することは技術的に可能であり、グリムゼルの GAM エリアにおいては、孔間透水試験と弾性波による透水トモグラフィの組み合わせが成立し、透水係数の値についても整合した結果が得られた。

一方で、高レベル放射性廃棄物地層処分の概要調査段階では、ボーリング孔は 1 孔または離散的に数孔掘削されることが考えられる。また、概要調査の次段階である精密調査段階や一般の土木調査においても、詳細調査で数 100m 程度の孔間距離は経済性の観点から一般的であり、岩盤中の透水性亀裂の連続性把握のためや活断層の変状調査を対象とした群列ボーリングなどの他はあまり例を見ない。すなわち短距離孔間で用いられる孔間透水試験が実施できないまたは、実施しても膨大な計測時間が必要とされるボーリング孔間において、物理探査手法を適用した透水性の空間把握は、地盤からの物理的な応答を利用した合理的な唯一の手法と考えられる。

上記の課題を解決するひとつの手法として、弾性波エネルギーを離散的なボーリング孔間で伝播させる手法の適用が考えられる。そこで、ここでは、初めに弾性波エネルギーを遠隔地まで伝播させる手法を検討した結果について、弾性波のエネルギーを強大化するために弾性波の発振源である孔内震源開発について記述する。次に、開発した孔内震源装置を使用し、堆積岩地域で比較的長距離の弾性波トモグラフィ計測を実施して、孔内透水試験のデータを組み合わせて、透水係数の空間分布を構築した結果について記述する。

5.8 既存の震源装置の比較

震源開発に先立ち、既存の震源の機構と発生するエネルギーについて整理・比較し、開発孔内震源に採用する最適な手法について検討した。

現在利用されているインパルス震源と連続波震源には以下のものがある。

＜インパルス震源＞

- ①爆薬
- ②エアガン／ウォーターガン
- ③スパーカー
- ④重錘落下型（メカニカル）震源

＜連続波を発生させる震源＞

- ①圧電／磁歪型スweep震源
- ②油圧駆動型バイブレータ震源
- ③ダウンホールオービタルバイブレータ震源
- ④ドリルビットの掘削振動利用システム

孔内震源で実用上最も重要なパラメータは、発震波のエネルギーと周波数である。エネルギーは波動の伝播距離に比例する。また、発震波形の卓越周波数は、数 10Hz から数 kHz、波動伝播距離は、数mから数 1000m の範囲にわたる。一般的に高周波成分は距離と共に減衰が大きいため、発震波形の卓越周波数が高い震源は、波動伝播距離が短くなる。以下に各震源の動作原理を示すとともに性能を比較する。

5.8.1 インパルス型震源

(1) 爆薬

爆薬は、地震探査用の震源の中で、最もエネルギー（効率）が大きく、周波数帯域も広い効果的な震源である。しかし孔内震源として利用する場合には、エネルギーを大きくした場合に孔壁に与えるダメージの問題や水圧に応じて特殊な爆薬、起爆装置を要するという問題がある。

資源探査分野では、Chen et al. (1990)によって、図 5.8.1-1 に示すように、32 個のダイナマイトを装填できるシステムが開発されたが、孔壁へのダメージや不発が発生するなどの安全上の問題などにより、広く用いられなかった。

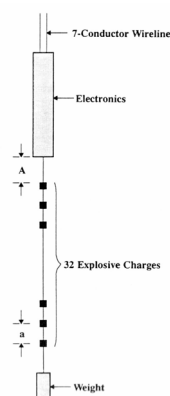


図 5.8.1-1 多発震型の孔内爆薬震源(Chen et al., 1990)

一方、土木調査分野では、観測に使用するボーリング孔の深度が浅い場合が多く、作業効率の問題も現実的な範囲で対応可能なこと、また、孔間距離も小さく、あまり大きなエネルギー

を必要とせず、少量の爆薬の使用で済み、孔壁に与えるダメージも制御できることから、雷管や少量（10g 程度）のダイナマイトが孔内震源として利用される場合が多い。図 5.8.1-2 に、米国イリノイ州の硬岩サイトで収録された少量のダイナマイト震源での記録例を示す（Dong and Toksoz, 1992）。

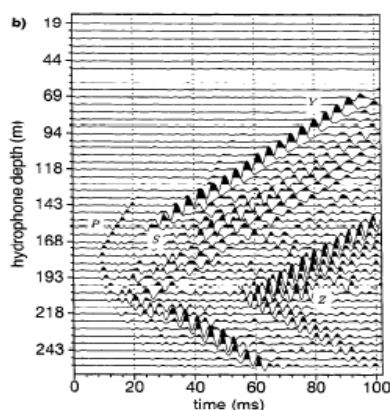


図 5.8.1-2 硬岩サイトでの少量のダイナマイト震源での記録例(Dong and Toksoz, 1992)

(2) エアガン／ウォーターガン

エアガンは、チャンバーに蓄えられた高圧の空気を、ウォーターガンは、高圧の流体を瞬間的に外部に放出した衝撃によって、地盤中に弾性波エネルギーを伝播させる装置である。両震源とも、海上探査で広く利用されている震源であるが、孔内用に設計されたものが、ダウンホールエアガン、ウォーターガンである。図 5.8.1-3（Chen and Eriksen,1989）は、各震源と爆薬震源と比較したが、ウォーターガンにはエアガンを超える利点が認められなかったため、現在ではエアガンが利用されている。

孔内エアガンは、繰り返し発震が容易なため、1回の発震で十分なエネルギーが得られない場合には、一般にスタッキングが行われる。しかし周辺水圧が大きくなると、効果的な発震が難しくなるため、適用深度が限られること（一般には、深度 2000m 程度まで）、発震周波数帯域が低いこと、バブル効果によって初動直後の後続波が発生するなどの短所もある。

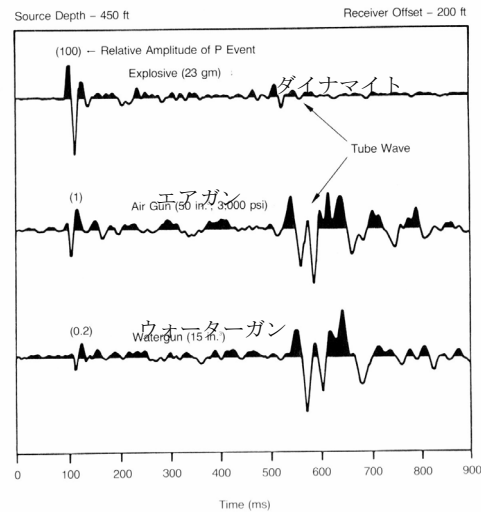


図 5.8.1-3 ダイナマイト，エアガン，ウォーターガンの比較(Chen and Eriksen, 1989)

(3) スパーカー

スパーカーは，コンデンサーに蓄えた電荷を水中の電極に水中放電させることで音波を発生させる装置である。スパーカー震源は，比較的簡便に，キロヘルツを越える高周波の波を発生することができるが，発震エネルギーは小さい。

資源探査分野では，米国 SWRI(Southwest Research Institute) が，大深度のボーリング孔でも使用できるスパーカー震源を開発した (Owen et al., 1988) が，十分なエネルギーが得られなかったため (500～1000 ジュール程度)，利用拡大には至らなかった。土木調査分野では，孔間距離があまり大きくないため，その高周波特性に着目した孔内用スパーカー震源がいくつか開発されている (工藤ほか，1997，藪内ほか，1998，Geotomographie, 2006)。通常のスパーカー震源は，反力がないモノポール型の発震特性を有するので，P 波や SV 波を優勢に発生するが，Geotomographie 社では，放電発震に方向性を持たせ SH 波を優勢に発震することのできるスパーカー震源を開発している。図 5.8.1-4 に，その震源の概要と記録例を示す (Geotomographie,2006)。

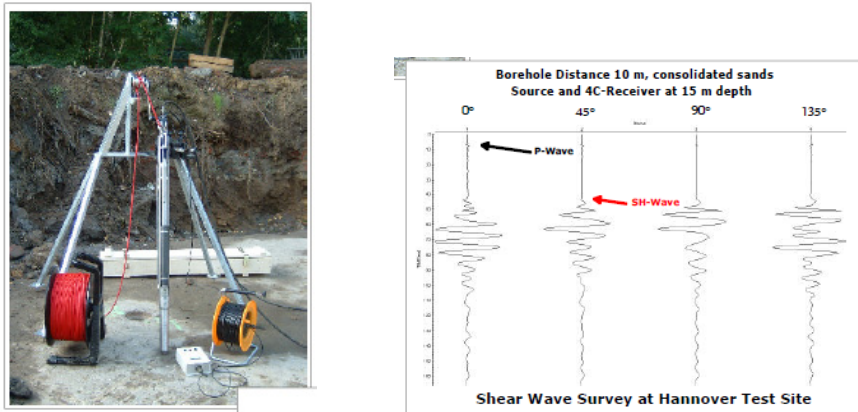


図 5.8.1-4 SH 波発震用孔内スパーカー震源と記録例 (Geotomographie, 2006)

(4) 重錘落下型（メカニカル）震源

孔内用の重錘落下型の震源は、その発震機構により、固着型と浮遊型に分けられる。固着型は孔壁にパッカーなどで圧着させて振動を岩盤に伝達させるもので、その例として、フランスの IFP 社（当時）が開発した震源の模式図を図 5.8.1-5 に示す(Beydoun et al., 1989)。この震源では、ケーシング（あるいはドリルパイプ）内に設置されたパッカーをアンビルとして重錘を落下、衝突させ、その反動により地盤中に弾性波を発生させる。この震源で収録された孔間データを同図に示す。

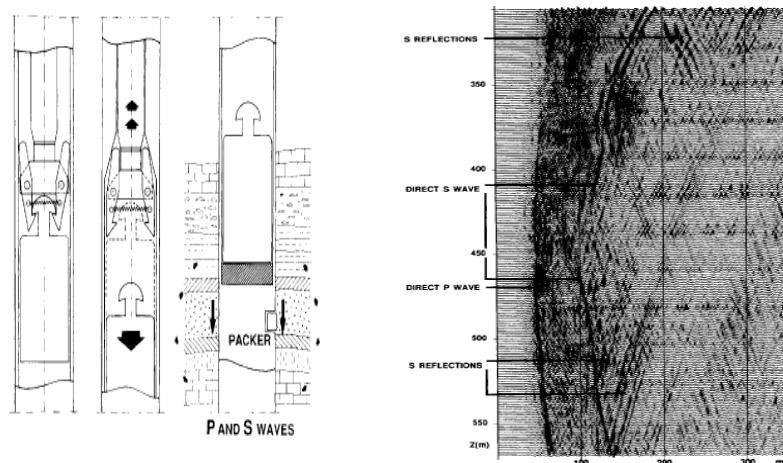


図 5.8.1-5 IFP 社（当時）の重錘落下型震源の模式図と記録例 (Beydoun et al., 1989)

浮遊型震源は、孔壁に震源装置を圧着させないで、孔内水を介して振動を岩盤に伝達させるもので、応用地質（株）が開発した OWS がある。この震源の模式図を、図 5.8.1-6 に示す（大

矢, 1995)。孔内水中に懸垂されたプローブ内にある重錘が、ばねに抗しながらモータによって引き上げられた後、規定の位置でリリースされ、ばねによって加速され、下端のアンビルを打撃する。アンビルには複数の円盤が連結されており、打撃時に円盤が圧縮され、円盤間の孔内水の放射圧力が孔壁を打撃し、弾性波を発生させる仕組みである。この震源を大型化し、より大きな伝播距離での探査に利用できるように改良された大型 OWS があり、石油探査現場で実際に使用されている（石井ほか, 1995, 横田ほか, 2000）。

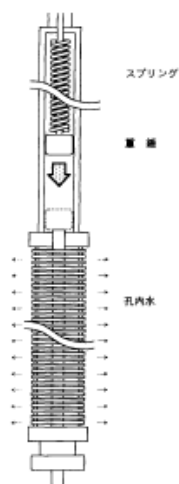


図 5.8.1-6 OWS 震源構造模式図（大矢, 1995）

5.8.2 連続波を発生させる震源

(1) 圧電／磁歪型スワイプ震源

圧電素子や磁歪素子が電界を加えると変形する性質を利用した振動（音波，超音波）発生装置は、様々な分野で各種のものが開発、利用されており、地震探査用の孔内震源としてもいくつかのタイプのものが開発、利用されている。圧電／磁歪型震源の最大の特徴は、他の震源にない極めて高周波の信号を発生することができることである。震源の多くは、数 10kHz におよぶ高周波の波を発生させることができる。孔内水を通して震動を伝播させるので、孔壁には圧着させない。一方、素子単独では、発生するエネルギーが極めて小さいため、実際の装置では、多数の素子を組み合わせるとともに、発震信号をパルスではなく連続波やコード波とすることによってエネルギーを増大させ、実用的な震源として利用されている。

圧電型震源の開発の過程では、様々な形状のものが試行されたが、最終的に最もエネルギーの大きな発震が可能な装置として、円筒板（シリンドリカルベンダー）型のものが採用された。

図 5.8.2-2 は、SWRI を中心に開発されたシリンドリカルベンダー震源の模式図である

(Balogh et al.,1988)。実用的な震源では、この素子を複数個重畳して出力を増大させるとともに、入力信号として、決められた周波数帯域の正弦波などの連続信号を用いる。さらにスタッキングによる S/N の向上を図るのが一般的である。繰り返し信号の再現性、トリガーの精度は極めて高いので、スタッキングの効果は明瞭に現れる。この震源は、その後改良が加えられ、商業用探査で一般的な震源として利用されている (Harris et al., 1995)。図 5.8.2-2 に本震源による記録例を示す (Harris et al., 1995)。

入力信号として、正弦波ではなく、擬似ランダムバイナリーコード(PRBS)を変調波として利用し、極めて広帯域の弾性波を伝播させ、弾性波速度の周波数依存性(分散性)を測定し、それを用いて地盤の透水性を推定するという試みにもこのタイプの震源が利用されている (Yamamoto et al., 1995)。図 5.8.2-3 に、この手法で測定された異なる周波数の弾性波の伝播状況を示す。また、磁歪型を利用した震源も同時平行的に開発が進められた。図 5.8.2-4 は磁歪型震源で収録された記録例である (Khalil et al., 1993)。

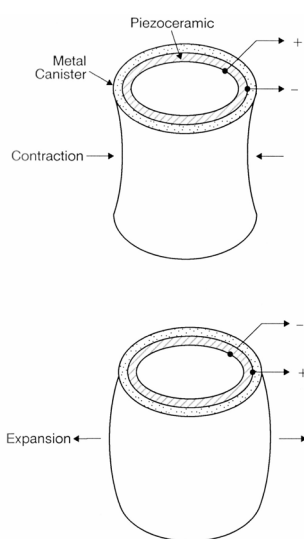


図 5.8.2-7 シリンドリカルベンダー震源の構造模式図 (Balogh et al.,1988)

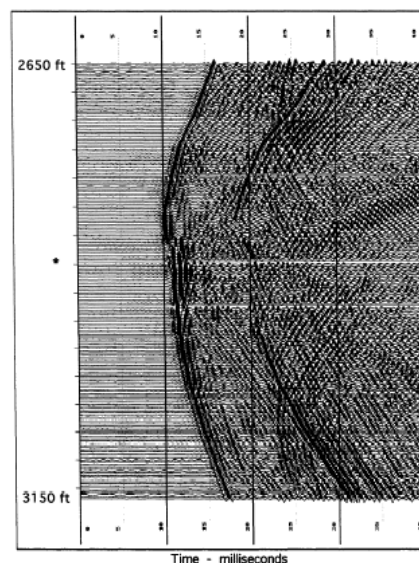


図 5.8.2-1 シリンドリカルベンダー震源の記録例 (Harris et al., 1995)

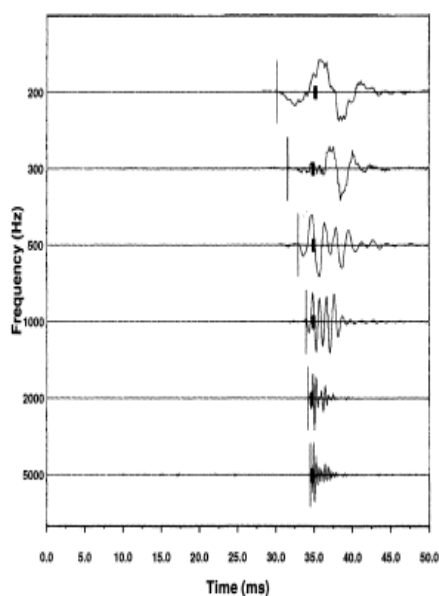


図 5.8.2-2 PRBS コードによる記録例
(Yamamoto et al., 1995)

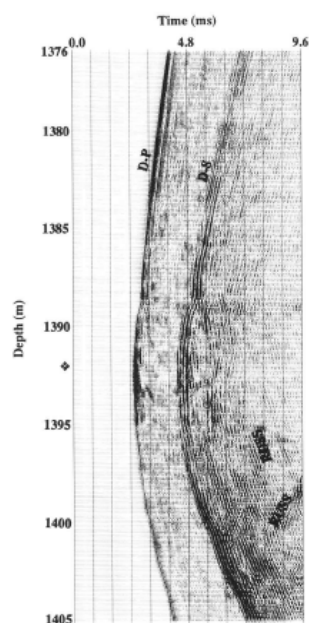


図 5.8.2-3 磁歪型スweep震源の記録例
(Khalil et al., 1993)

(2) 油圧駆動型バイブレータ震源

バイブレータ型孔内震源は、地上のバイブレータ震源と同様に、孔内震源本体をベースプレートとして孔壁に固着し、内部のリアクションマスをスweep信号に従って動かして、孔壁に弾性波を伝達させる装置である。駆動させる機構として油圧を用いるものが実用化されている (Paulsson et al., 1998)。バイブレータ震源の特長は、発震周波数を、地盤や探査目的に応じて制御できること、孔壁に固着するため、発震エネルギー効率が高く、チューブウェーブの発生を抑制することができる点にある。一方、短所としては、油圧駆動のため、圧電型／磁歪型震源に比べて発震可能な周波数が低いことなどが挙げられる。図 5.8.2-4 に、本震源で得られた孔間データの例を示す (Paulsson et al., 1998)

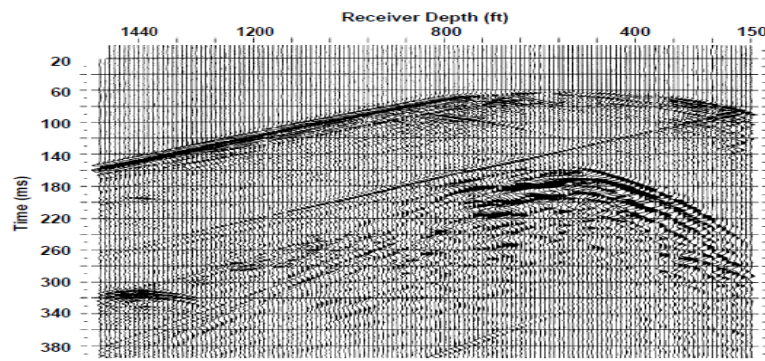
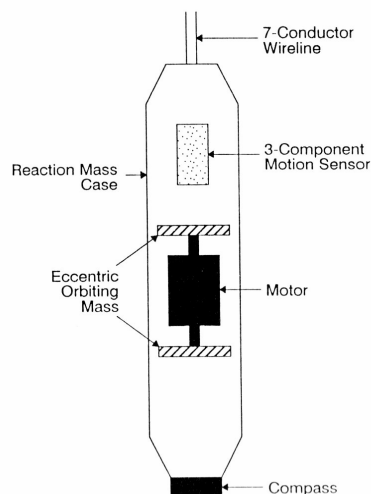


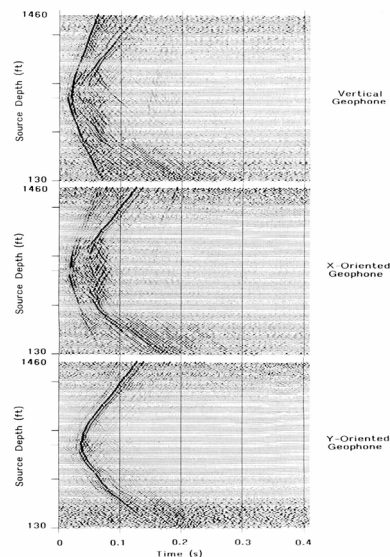
図 5.8.2-4 油圧駆動型バイブレータ震源の記録例 (Paulsson et al., 1998)

(3) ダウンホールオービタルバイブレータ震源

ダウンホールオービタルバイブレータ震源(DOV)は、油圧駆動型バイブレータ震源同様、バイブレータ本体内部にあるリアクションマスをバイブレータ本体に対して相対的に動かすことによって弾性波を発生させるが、異なる点は孔内水中に浮遊させた状態で、孔内水を通して震動を地盤に伝えることである。また、リアクションマスを偏心状に回転させることによって、連続的なダイポール発震を行い、P 波、SV 波に加えて、SH 波の発震も可能にしているところが特徴である。図 5.8.2-5 に DOV の構造模式図と Conoco 社による実験でのデータを示す (Hardage, 1992)。



(左) 構造模式図



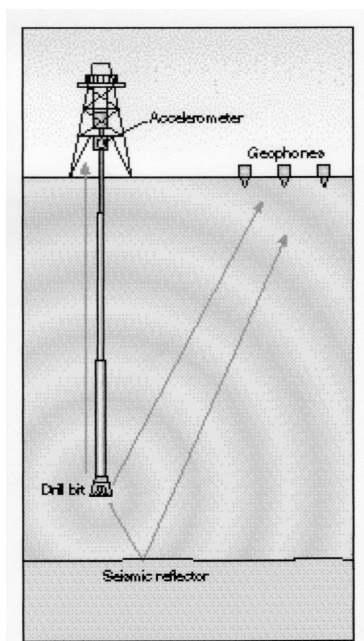
(右) 記録例

図 5.8.2-5 DOV の構造模式図と記録例 (Hardage, 1992)

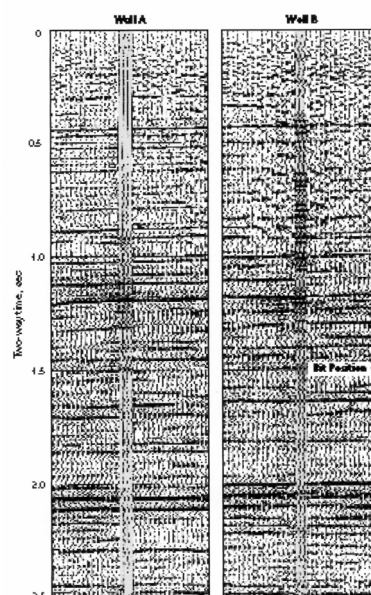
(4) ドリルビットの掘削振動利用システム

掘削中のドリルビットの振動を震源として利用して地震探査を行うというアイデアが 1980 年に発案され、1980 年代後半に実用化のための研究開発が行われた (Rector et al., 1988)。この手法は、ボーリング掘削中にリアルタイムで地下の情報を得る MWD(Measurement While Drilling) の一種として、地震探査を行う技術であることから SWD(Seismic While Drilling)と呼ばれている。この手法は、掘削中のドリルビットの振動を地表に設置した地震計で観測し、同時にスイベルなどのボーリングマシンでモニターされた掘削振動との相互相関処理を行うことによって、通常の VSP (逆 VSP) と同じような記録を得て、VSP 解析によって地下の反射法断面を求める手法である (模式図を図 5.8.2-6 (a)に示す)。掘削中あるいは、掘削終了直後にボーリング孔周辺の速度情報や地下の断面である VSP 断面が得られることから、掘削中の掘進管理の上でも、あるいは掘削終了後に改めて探査をする必要がないことから、安全性、経済性の観点からも大きなメリットがある (Borland et al., 1997)。

掘削中のドリルビット振動のエネルギーや周波数は、掘進条件や地盤条件に強く依存するため、一般的な孔内震源として利用することは難しいが、これまでの VSP 探査の例では、深度数 1000m での探査実績が報告されている (Borland et al., 1997, Taylor et al., 2005)。図 5.8.2-6 (b)に一例を示す (Borland et al., 1997)。



(a)概念図



(b)地表反射法断面に挿入された VSP 解析結果

図 5.8.2-6 SWD の概念図と VSP 解析結果 (Borland et al., 1997)

5.8.3 性能比較実験例

Texaco 社は、米国テキサス州のハンブルにある同社の現場実験場で孔内震源の比較実験を行っている (Howlett, 1991)。比較実験では、爆薬、エアガン (大, 小), ウォーターガン, スパーカー, 油圧駆動型バイブレータ, 空気圧駆動型バイブレータ, 圧電型スイープ震源の 7 種類の震源を比較し、そのうち、実用的な性能が確認された、爆薬 (6g のダイナマイト), エアガン (40inch³ 2 連型), 油圧駆動型バイブレータ, 圧電型スイープ震源について、実記録が示されている。図 5.8.3-1 にその結果を示す。

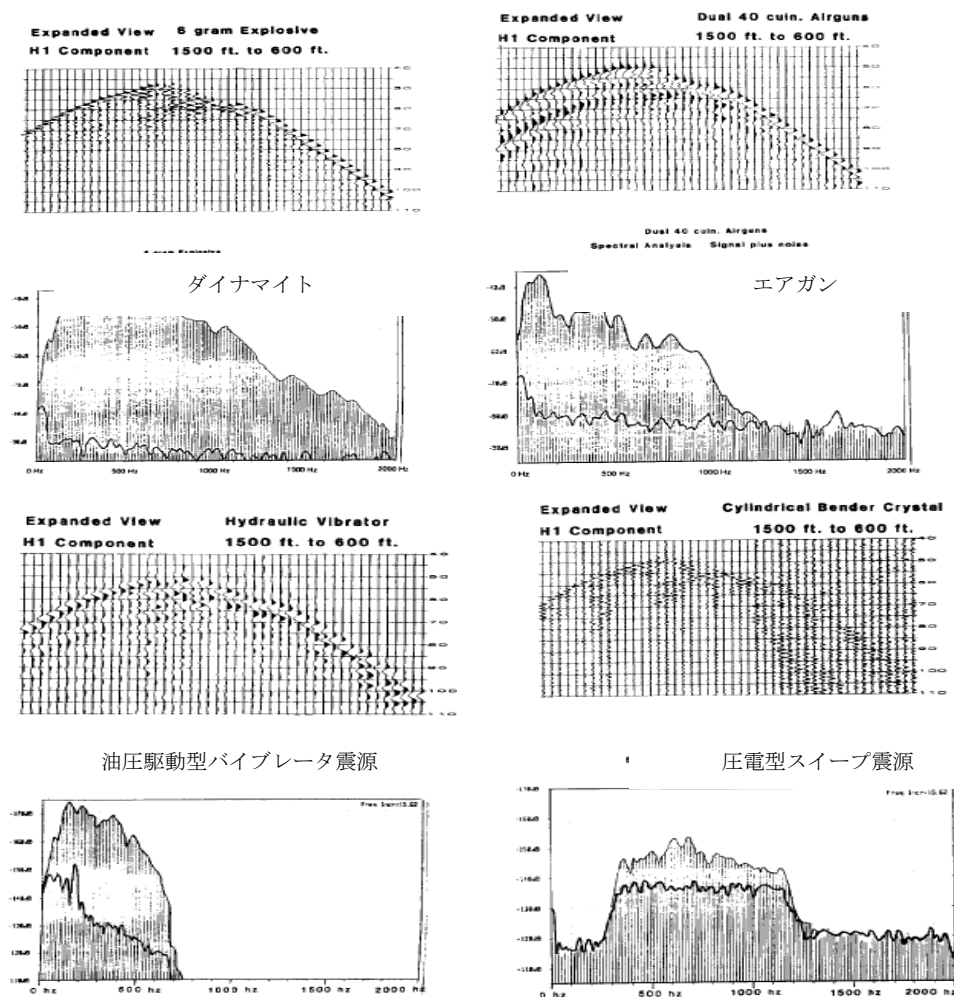


図 5.8.3-1 震源の比較実験結果 (Howlett., 1991)

5.8.4 性能や適用性の比較

孔内震源の性能や適用性を評価するには、発震エネルギー（波動伝播距離）と卓越周波数が重要である。実際の探査に適用するにあたっては、探査目的、現場での作業性、経済性、安全性、ボーリング・孔内水条件、データ処理などに関係する特性も考慮する必要がある。表 5.8.4-1 にこれまで説明してきた各震源を伝播距離や孔壁への影響などについて比較するとともに、現状の震源が有する課題についてまとめた。

表 5.8.4-1 既存の孔内震源の性能および適用性

震源		エネルギー 波動伝播距離	発震周波数帯 (卓越周波数)	発震 波形	固着/ 浮遊	チューブ ウェーブ	孔内 水	孔壁へ の影響	作業 効率	課題
インパルス震源	爆薬（少量）	200-300m	10-4000Hz (-1000Hz)	P SV	浮遊	大	必要	有り(配慮必要)	可	・爆薬の装填作業の効率化 ・保孔のためには薬量が制限される ・水圧の影響を避ける特殊な爆薬が必要
	エアガン/ ウォーターガン	500-600m	10-1000Hz (-100Hz)	P SV	浮遊	大	必要	無し	優	・水圧の影響により動作可能深度に限界あり ・バブルの発生による発震効果の低下あり
	スパーカー	100m	100-3000Hz (500-600Hz)	P SV (SH)	浮遊	小	必要	無し	優	・高周波で小エネルギーのため透過距離が小
	重錘落下型 (メカニカル)震源	100m(小型) 500- 600m(OWS)	10-700Hz (200-300Hz)	P SV SH	固着 浮遊	中	不要	無し	良	・耐久性
連続波を発生させる震源	圧電/磁歪型 スワイプ震源	500-600m	100-4000Hz (-1000Hz)	P SV	浮遊 (固着)	中	必要	無し	優	・高周波で小エネルギーのため透過距離が小
	油圧駆動型 パイプレータ震源	2-3Km	10-700Hz (300-400Hz)	P SV (SH)	固着	中	不要	無し	良	・震源が大きく、挿入する孔径が大きい
	ダウンホール オービタルパイプ レータ震源	500-600m	50-450Hz (200-300Hz)	P SV SH	浮遊	中	必要	無し	優	・発震周波数がやや低い ・発震周波数の制御ができない
	ドリルビット の掘削振 動利用シス テム	2-3Km	10-50Hz	P SV	—	—	—	—	優	・地盤、掘削条件に発震性能が強く依存

表 5.8.4-1 に示したように、比較の結果、長距離のボーリング孔間に弾性波を伝達させるためには、連続波型の孔内震源が有利であると判断した。インパルス震源は、短時間に全てのエネルギーを発生させる震源であるため、発生するエネルギーを大きくする場合、ボーリング孔へのダメージについての配慮が必要になる。一方、連続波を発生させる震源は、小さなエネルギーを長時間発生させることにより、トータルとしてインパルス震源と同等なエネルギーを発生させる震源である。個々の発生エネルギーは小さいため、ボーリング孔に与える影響は小さく、また、インパルス震源に比べてより効率的な弾性波エネルギーへの変換が可能である。図

5.8.4-1 に Hardage(1992)によって示された、インパルス震源と連続波震源の発生エネルギー分布のイメージを示す。図中 A,B はインパルス型および連続波型によって発生された瞬時発生エネルギーの最大値であり、 T_1 , T_2 はそれぞれの波動の継続時間を示す。連続波型震源は、長時間連続してエネルギーを放出するため、エネルギー総量はインパルス型よりも大きくなることを示している。これらの中でも、圧電・磁歪型のスワイプ震源は、発生する弾性波の周波数帯域が他の震源に比べて広いことから、多数の周波数帯を利用する本手法には適していると判断できる。

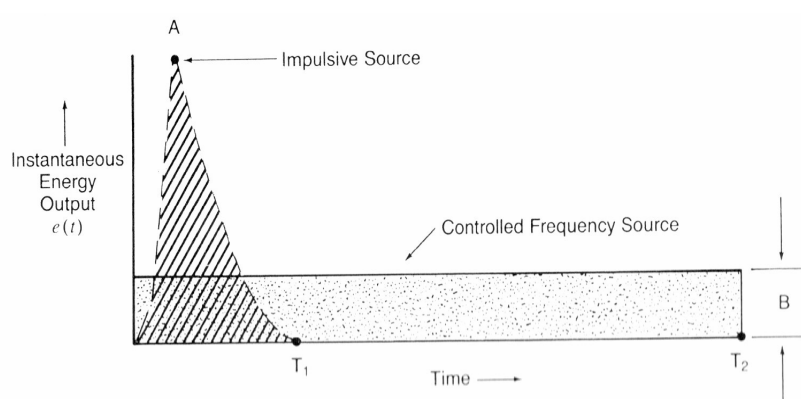


図 5.8.4-1 インパルス震源と連続波震源の発生エネルギー分布(Hardage, 1992)

5.9 孔内震源の開発

5.9.1 開発方針と設計

(1) 開発方針

本手法では、幾つかの特定した周波数の弾性波を安定して発信できる震源装置が必要である。前項で既存の孔内震源を比較した結果、圧電・磁歪型のスワイプ震源は、周波数帯が広く、安定して任意の周波数の波動を制御できるため、本手法の計測には適している。ただし、GTSの試験でもわかるように、既存震源ではエネルギーが小さく、長距離のボーリング孔間には適用が難しい。さらに、周波数コントロールが容易で、かつ孔内震源としてボーリング孔内に挿入できる外径であることが求められる。このため、圧電・磁歪型の震源で、発振機構部分の高エネルギー化と信号圧縮技術を併用することで、波動の伝播距離が大きい孔内震源を開発することとした。

(2) 振動子の検討

圧電・磁歪型の震源は、超音波弾性波計測装置にも使用されているように、特定の周波数の波動を連続して発生させることが可能である。そこで、圧電素子および磁歪素子について孔内震源の波動発生部分である振動子としての特性を検討した。検討にあたり、圧電セラミック素子と磁歪材料として、Terfenol-D を取り上げた。圧電セラミック素子は一般に振動素子として広く利用されているが、発生させる周波数を低くするには、円形に整形した素子の直径を大きくする必要があるが、限られたボーリング孔内に震源を挿入させるには、周波数帯が高くなることが考えられた。Terfenol-D はアメリカの ETREMA 社の製品で、テルビウム 0.27、ディスプロシウム 0.73、鉄 1.9 の重量比からなる単結晶超磁歪材料である。図 5.9.1-1 に示したように、Terfenol-D は、磁界中では磁歪変位を起こすことが知られている。ETREME 社の製品を販売している（株）モリテックスの製品カタログによれば、磁場の変化に対し、 40μ 秒（25kHz 相当）以下で追従することが示されており、磁歪変位は最大 2000ppm である。以上のことから、振動部分の変位量を大きくすること、磁場の変化に素早く追従できることで、震源として使用できると考え、振動子には Terfenol-D を導入した。

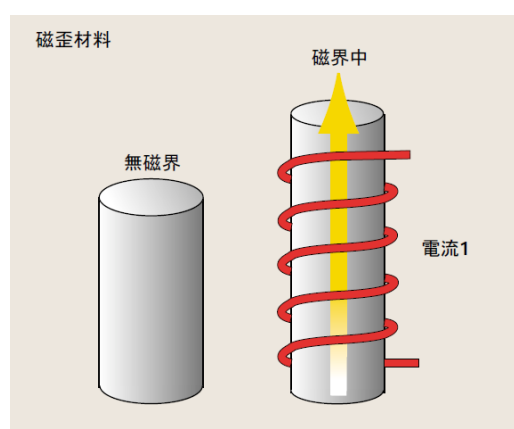


図 5.9.1-1 磁界中における磁歪材料の変化（モリテックスホームページより引用）

(3) 信号圧縮方法

一定の周波数で振動させるために、信号圧縮の方法として、PRBS (Pseudo Random Binary Sequence) コードを導入した。PRBS コードは図 5.9.1-2 に示すように、1 と 0 の連続したコードであり、(a)クロック周波数 f_c と (b)コード長 2^n-1 で設定された信号の積である。このコード長 2^n-1 を 1 周期として必要回数繰り返す。

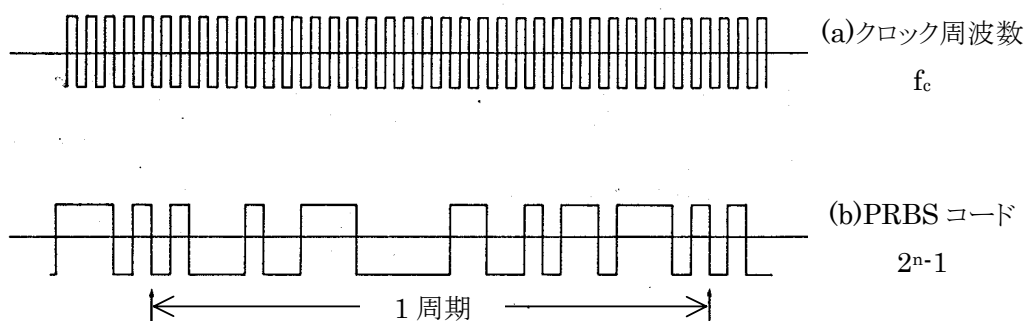
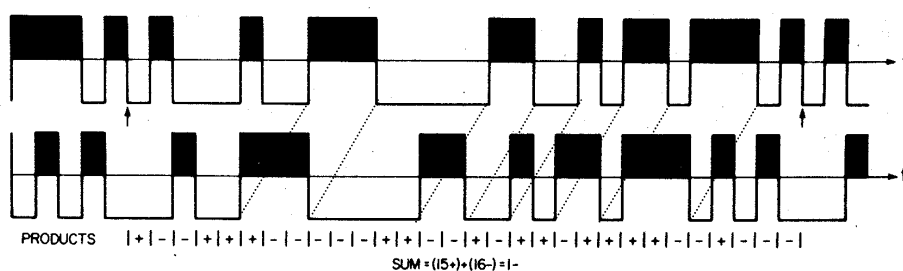
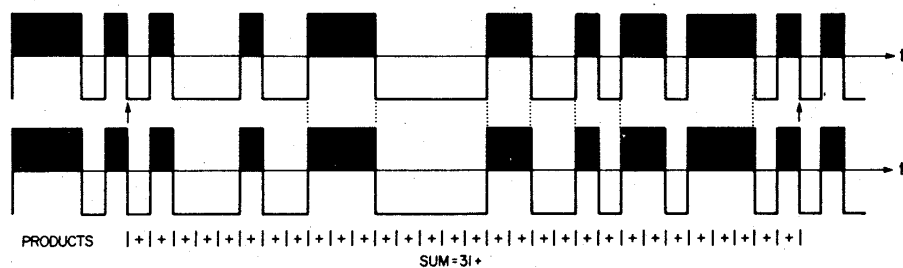


図 5.9.1-2 PRBS コード(矢印の間が 1 周期)

この発震信号 $S(t)$ と計測結果である受振信号 $R(t)$ の相互相関関数 $\Psi(t)$ を計算することにより、発震信号 $S(t)$ と受振信号 $R(t)$ の相対的な時間差 Δt , すなわち、伝播時間を求める。図 5.9.1-3 はコード長 $2^5 - 1 = 31$ の場合を示しており、PRBS コードの自己相関関数 Φ を 3 クロックサイクルおよび 0 クロックサイクル(または 1 周期)ずらした例を示しており、それぞれ相互相関は、 $\Phi = -1, 31$ となる。



(a) 3 波長ずらして自己相関関数を計算



(b) 0 波長ずらして自己相関関数を計算

図 5.9.1-3 PRBS の自己相関計算例

このようにして求めた PRBS の自己相関関数 Φ を図 5.9.1-4 に示した。時間のずれ(LAG)は 0 の時にピークが現れ、その他は -1 である。すなわち、PRBS コードの長さを周波数で除し

た時間 $(2n-1)/f_c = 31/f_c$ を周期としてピークが繰り返し現れることがわかる。

伝播時間 Δt は発震信号 $S(t)$ と受振信号 $R(t)$ の相対的な時間差であるから、発震信号と受振信号の相互相関関数 $\Psi(\tau) = \int S(t+\tau) \cdot R(t)$ において、ピークが現れた時($\tau = \tau_0$)の時、 $\Delta t = \tau_0$ として伝播時間を求めることができる。

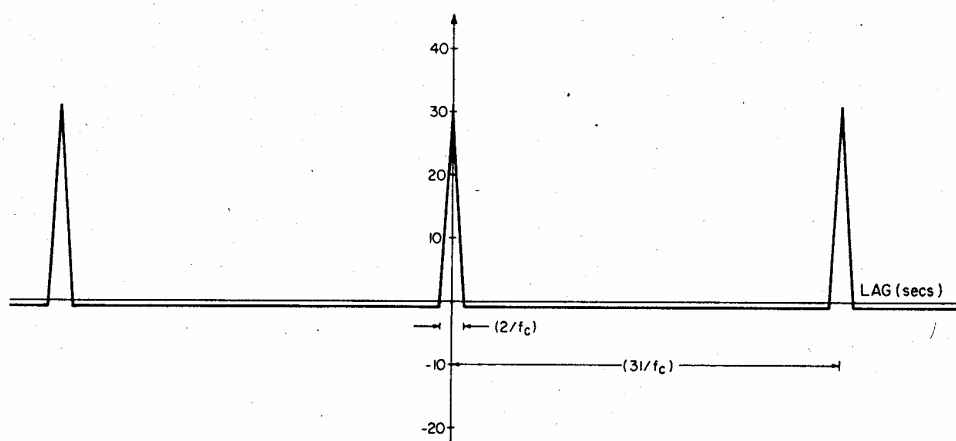


図 5.9.1-4 発震側と受振側の相互相関関数

実際に発震器から出す波形は、正弦波と PRBS コードの積を用いており、図 5.9.1-5 に示すように、PRBS コードの値が 0 の時に正弦波の位相を 180 度変換して発震する。この正弦波と PRBS コードの積を PRBS 信号と呼ぶ。

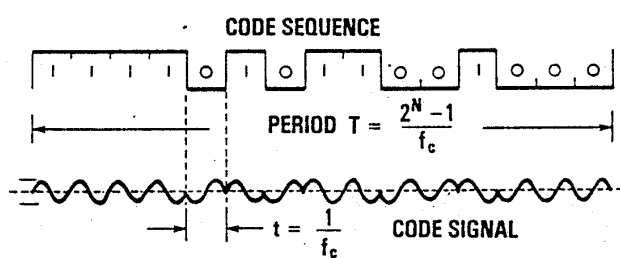


図 5.9.1-5 PRBS 信号

5.9.2 小型震源

(1) 小型震源の試作

まず、振動子と入力信号の検討結果を基に、Terfenol-D を用いた小型震源を試作した。図 5.9.2-1 に振動子の内部を示す。振動子の中央に超磁歪材の Terfenol-D があり、周りを永久磁

石で取り囲んで、超磁歪材にプレストレスをかけている。その外側に電磁コイルが巻かれており、コイルに交流電流を通電することで、超磁歪材が伸縮する。伸縮した変位は振動軸を通じて、図 5.9.2-2 に示した共鳴器を伸縮させる。共鳴器は超磁歪材が伸びると図 5.9.2-3 に示したように外側に広がり、逆に超磁歪材が縮むと内側に縮む。この動きにより、ボーリング孔内水に振動を伝達し、岩盤中に波動を伝達させる方式である。図 5.9.2-4 に小型震源の全容を示す。

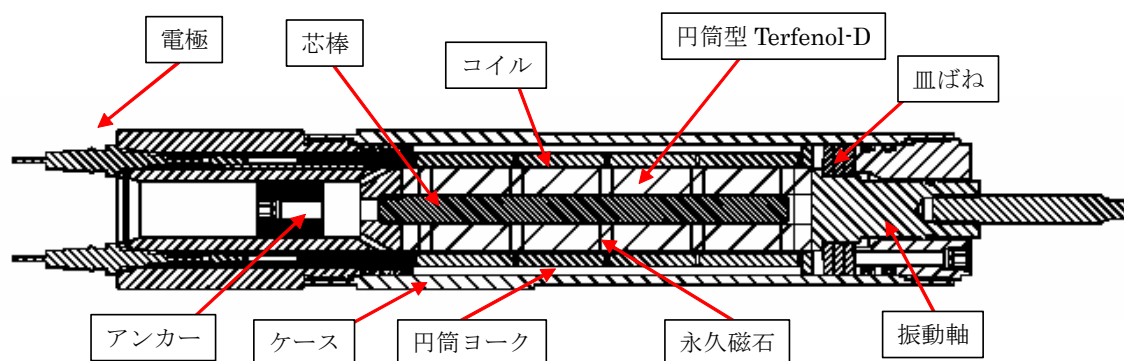


図 5.9.2-1 振動子の内部

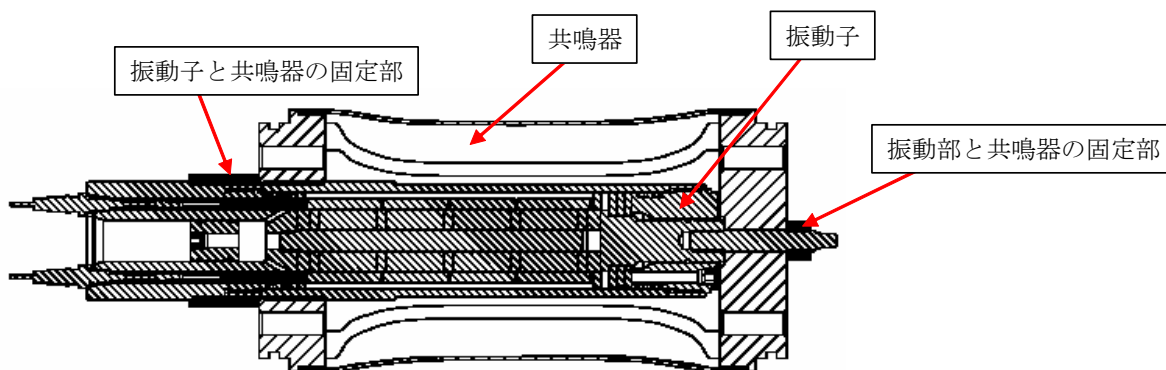


図 5.9.2-2 振動子に共鳴器を取り付けた震源本体部分

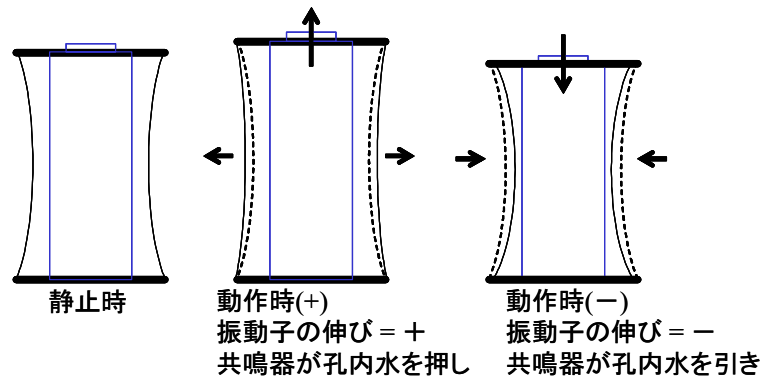


図 5.9.2-3 振動子の伸縮に伴う共鳴器の振動とボーリング孔内水の動き



図 5.9.2-4 小型震源の外観

(2) 小型震源の性能試験

小型震源の性能試験として、水中での出力試験(電圧感度試験)と伝播性能試験を実施した。

電圧感度試験は米国テキサス州オースチンのテキサス大学音響計測機器試験場で実施した。電圧感度試験の概要を図 5.9.2-5 に示す。また、本試験により得られた周波数特性計測結果を図 5.9.2-6 に示す。なお、本図の縦軸は電圧感度(1m 離れた点で 1V を印加した際の音圧単位 dB)、横軸は発振周波数を示す。この際、電圧感度は次式により求められる

$$S_p = \frac{V_H d_{PH}}{V_P M_H}$$

ここで、 S_p : 電圧感度(dB re 1V/ μ Pa), V_H : 受振電圧(V), V_P : 印加電圧(V), d_{PH} : 器間距離(m), M_H : 受振器感度(dB re 1V/ μ Pa)

また、本図中の理論値は ETREMA 社による設計値、計測モデル値は設計値と比較するために計測値をもとに周囲からの反響など試験場特有の影響を補正した計算値である。本図から、計測値は当初の設計よりややエネルギーピークの周波数高く、3500Hz 付近で最大約 130dB の電圧感度を持つことが確認できた。また、計測値のカーブは設計値よりも急傾斜であるため、使用できる周波数帯域が狭いと考えられる。

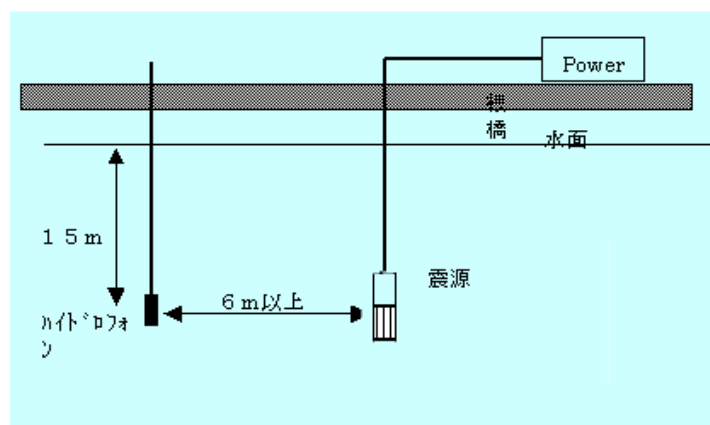


図 5.9.2-5 小型震源の水中試験の概要

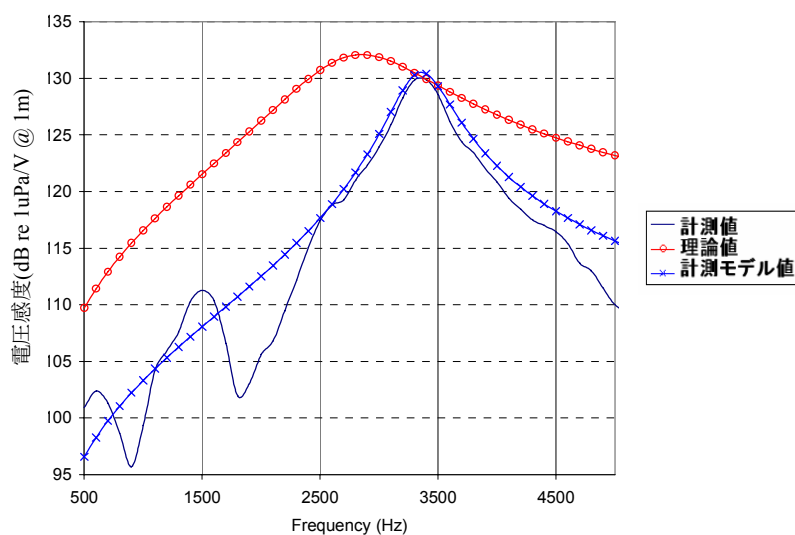


図 5.9.2-6 震源の周波数特性計測結果

また、伝播性能試験は、スイスグリムゼルテストサイトで実施した。計測は、グリムゼルテストサイト内のボーリング孔（図 5.9.2-7 参照）を利用した。起振孔として使用したボーリング孔（図 5.9.2-7 中の赤線）は鉛直孔、受振孔として使用したボーリング孔（図 5.9.2-7 中の

青線)は斜孔であり、両孔はねじれた位置にある。使用した起振周波数は、0.5 kHz から 6.0 kHz で、ねじれの位置にあるため、伝播距離は 70m から 200m の間に分布する。図 5.9.2-8 に受信した波形記録の一例を示す。起振深度は 2kHz のときが孔口から 72m の位置で、それ以外では孔口から 30m の深度で計測した。本図から、小型震源の発信エネルギーが最大となる 3.5kHz の場合で、約 23 ミリ秒付近まで波動が得られていることが認められる。GTS の岩盤の平均的な P 波速度が 5km/sec であることから、115m 程度の伝達能力と概算できる。よって、小型震源は 100m 程度の孔間距離において、3.5kHz 前後の波動を計測できる性能を有する。また、現状の震源を比較した表 5.8.4-1 に示した震源の中で、既存の圧電・磁歪型のスワイプ震源や爆薬と比べて、小型震源は卓越周波数が数倍向上していることがわかる。ただし、所期の目標である長距離孔間距離での本手法の対応を考えた場合、伝播距離および周波数帯域が不足しているとも言える。

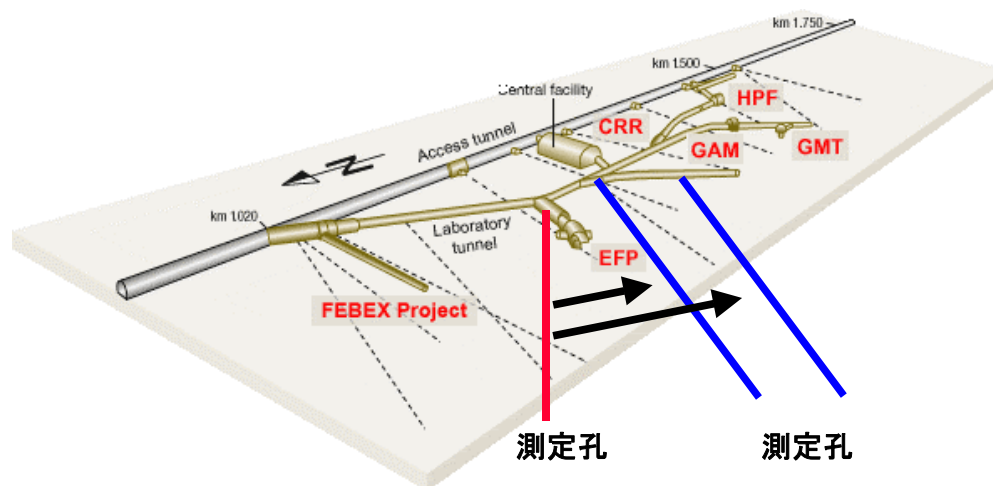
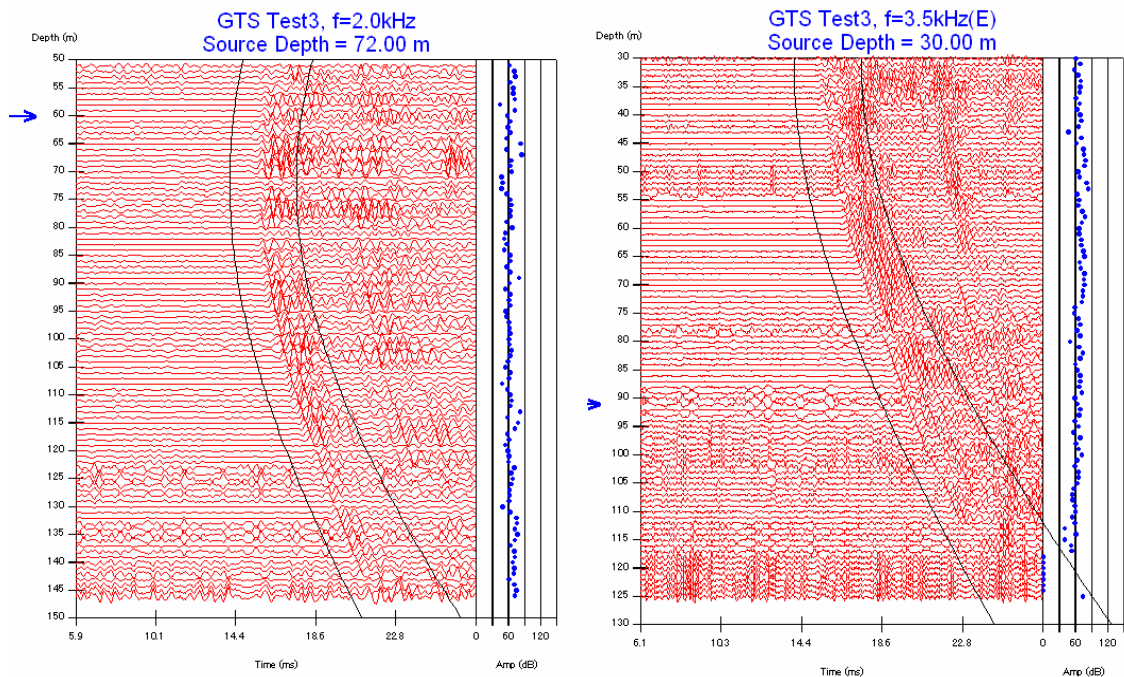


図 5.9.2-7 小型震源の伝播性能試験の実施位置図 (GTS：グリムゼルテストサイト内)



(1)周波数 2.0kHz の場合

(2)周波数 3.5kHz の場合

図 5.9.2-8 受信波形の一例

5.9.3 大型震源

(1) 大型震源の製作

小型震源の試験結果を考慮し、大型震源（所期の製作目標である孔内震源）の設計・製作を行った。大型震源は、広帯域化と高出力化の両方を満足するために、出力(電圧感度)、周波数帯域、寸法、消費電力を考慮し、中心周波数の異なる複数の振動子と共鳴器を組み合わせ、製作した。表 5.9.3-1 に小型震源と大型震源の仕様を、図 5.9.3-1 に大型震源の概要を示す。

表 5.9.3-1 大型震源と小型震源の仕様比較

項目	大型震源	小型震源
電圧感度	140dB (re 1uPa/V)	130dB (re 1uPa/V)
中心周波数域	500Hz～4,500Hz	3500Hz
寸法	外径 120mm, 長さ 2,000mm	外径 80mm, 長さ 600mm
共鳴器個数	4 個	1 個
消費電力	4kW(4A, 1000V)	1kW(1A, 1000V)

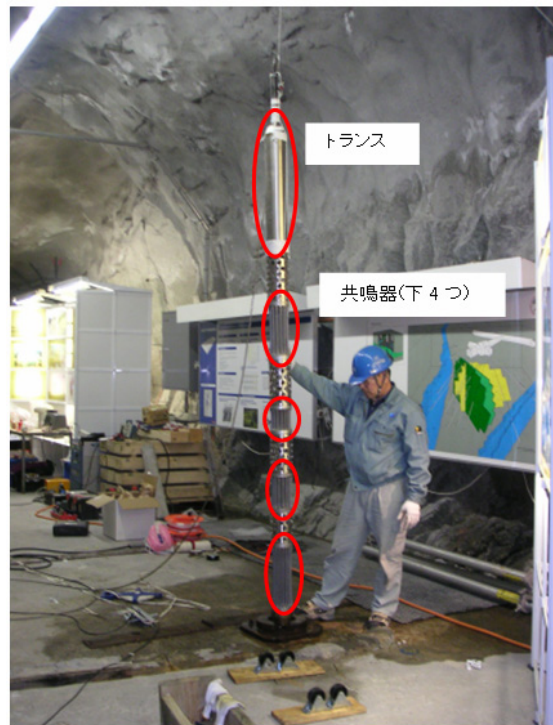


図 5.9.3-1 大型震源（共鳴器は上から，900Hz，2500Hz，1500Hz，700Hz）

(2) 大型震源の性能試験

大型震源の性能試験（水中での電圧感度試験）は，小型震源と同様の試験場（テキサス大学音響計測機器試験場）で実施した。図 5.9.3-2 に示すように，試験結果から，設計値の 140dB に対して，大型震源の出力は，105dB から 125dB しか得られず，特に低周波数域の出力が低いことが判明した。

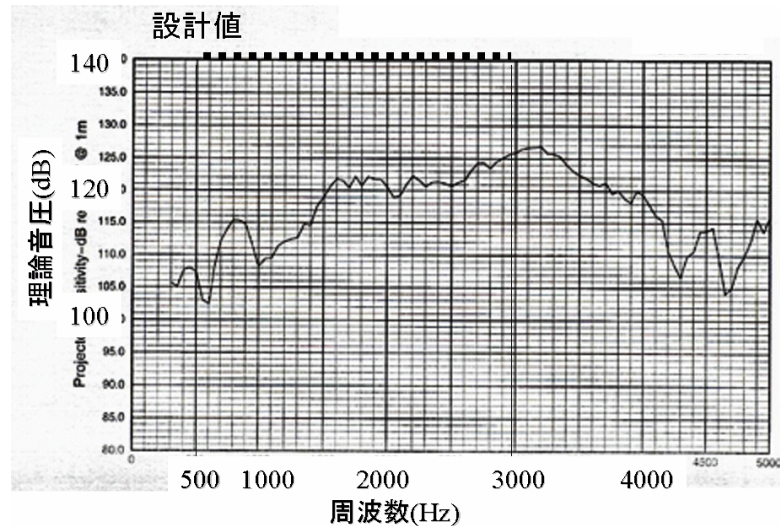


図 5.9.3-2 水中での出力試験結果

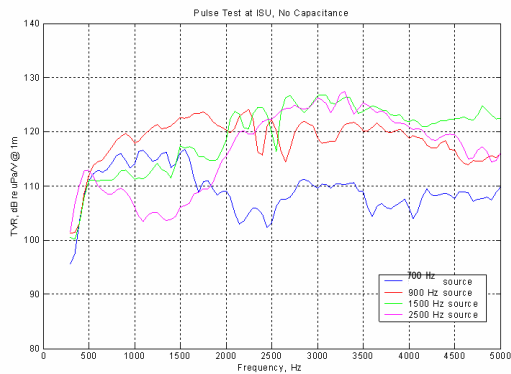
(3) 大型震源の改良

大型震源の出力感度が小型震源と比較して大きな成果が認められなかった原因として、水中での性能試験結果を踏まえて、以下に挙げる 2 点を抽出した。

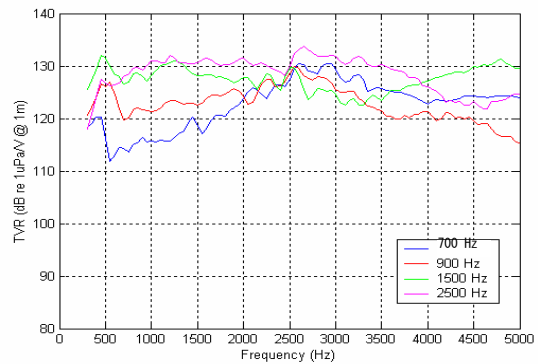
- ① ボーリング孔内において深度 1500m 程度での適用を想定したため、共鳴器内に水が自由に入出力できる構造とした。振動エネルギーが共鳴器内で反射して、波動エネルギーを相殺している可能性がある。
- ② 4 個の異なる固有周波数の振動子と共鳴器を連結した構造に問題がある。特に 700Hz 及び 900Hz の共鳴器は縦横比が 2 を超えることから、2 次モードの振動が発生している可能性がある。

上記①に関して、共鳴器内を空気または水で充填した場合の出力を比較した結果を図 5.9.3-3 に示す。本図からも明らかなように、空気充填の共鳴器は一部を除いて、出力が上昇しているのが確認できる。

これら上記①と②の課題を解決するために、共鳴器内部を空気で充填するために圧力補償装置を付加すること、そして縦横比が小さく、高次の振動モードの影響が小さい 1500Hz および 2500Hz の 2 種類の共鳴器を用いることとした。このうち、圧力補償装置を図 5.9.3-4 に示す。圧力補償装置は、ガス供給源としての窒素ガスボンベ、所定圧への圧力調整を行う制御部、大型震源にガスを供給するガスホースから構成される。制御部の制御盤において大型震源の設置深度に応じた圧力値を入力することにより、大型震源の共鳴器に供給される仕組みである。共鳴器内部では周囲の水圧とつり合った気圧の気体が充填される。

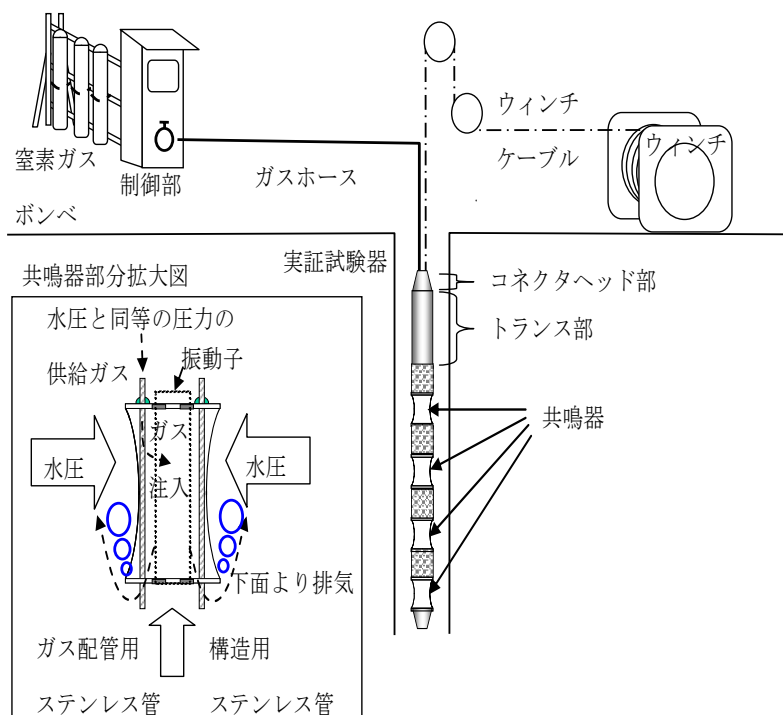


(1)共鳴器内に水を充填した場合



(2)共鳴器内に空気を充填した場合

図 5.9.3-3 各共鳴器の周波数特性



制御部の状況

図 5.9.3-4 圧力補償装置概要図

(4) 大型震源の波動伝播試験

改良後の大型震源の波動伝播能力を確認するために、つくば市内の試験場にあるボーリング

孔を利用して波動伝播試験を実施した。試験には図 5.9.3-5 に示すように、#2 孔を起振孔、#5 孔を受信孔として、孔間距離 110m の区間で実施した。大型震源は#2 孔の深度 300m に設置した。受振器には PSI 社製の 24 連ハイドロフォンを用いた。受振点間隔は 5m である。受振器は#5 孔の深度 179m から 294m に設置した。表 5.9.3-2 に使用機器を示す。図 5.9.3-6 に伝播試験結果を示す。0.5kHz と 1kHz の記録から、受振点全体にわたって初動が明瞭に計測されていることが認められる。2 kHz の記録では浅部に設置した受振器の初動が読み取りにくくなるとともに、深部に設置した受振器からは、後続波の振幅が大きくなっている様子が認められる。2kHz と 3kHz の記録では、初動はほとんど認められず、深部に設置した受振器で後続波の一部が認められる程度であった。また、図 5.9.3-7 には 3kHz のデータ以外の各周波数のスペクトルを示す。0.5 kHz の場合には 300Hz に、1.0kHz の場合には 300Hz と 800Hz にピークが見られた。一方、2 kHz では 300Hz から 1800Hz でエネルギーが分布している様子が見える。この結果から大型震源は 110m の孔間距離において 2kHz 程度までの周波数帯で利用できる装置であることが確認できた。

表 5.9.3-2 大型震源の波動伝播試験時の使用機器

装置の名称	メーカー・モデル	仕様等
発震器 大型震源	研究開発 プロトタイプ	長さ 2700mm, 外径 120mm PRBS 信号入力
電源増幅器	Instrumental 社 S11-4	最大出力 4kVA, 単相 220V
記録装置 PRBS 信号用	JFE シビル SAC-01	8ch 同時取得 計測周波数 0.2kHz～10kHz
圧力補償装置	研究開発 プロトタイプ	最大調整圧力 30MPa (深度 300m に相当) 幅 2400mmx 奥行き 600mmx 高さ 1700mm 47L ボンベ 10 本設置
ガスチューブ	ブリジストン社 KA02	外径 79mm, 最高使用圧力 19.5MPa, 最小破壊圧力 78MPa, 重量 50g/m
受振器/ウィンチ	PSI 社/応用地質	24ch ハイドロフォン (5m 間隔)

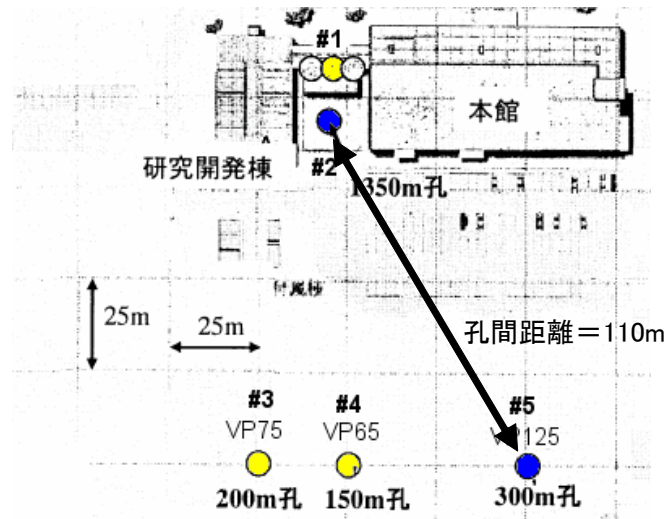


図 5.9.3-5 計測孔配置図

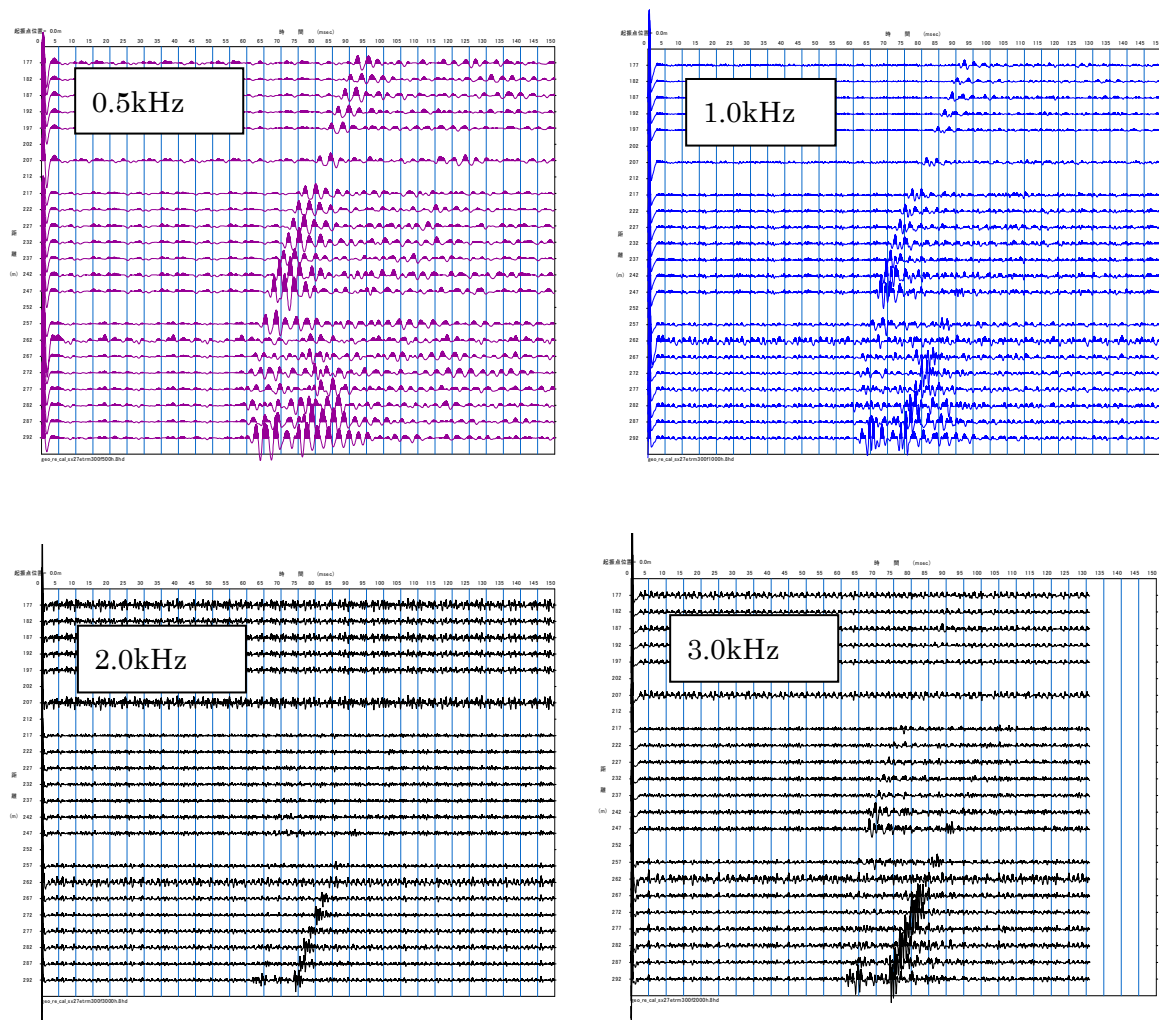


図 5.9.3-6 大型震源の波動伝播試験の結果

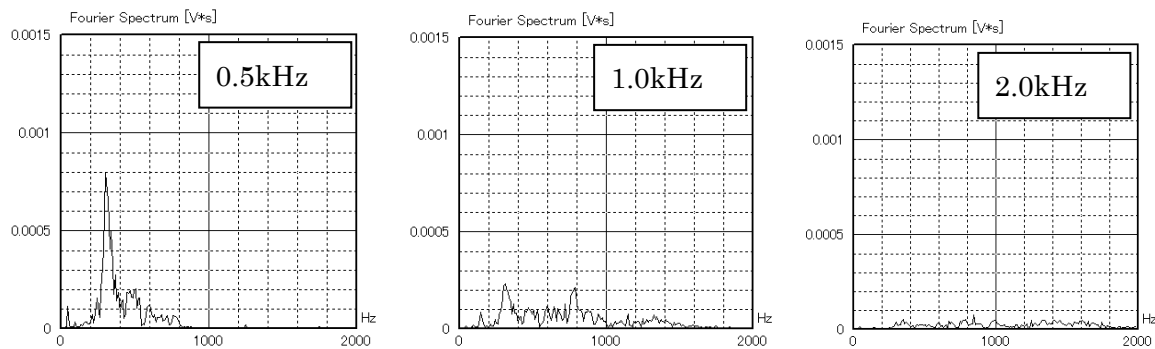


図 5.9.3-7 震源別周波数スペクトル図

(5) 耐久性能の検討

前項のとおり、改良した大型震源は、110m の孔間距離において 2kHz 程度までの周波数帯で利用できる装置であることが確認できた。しかし、一方で伝播試験中に電磁コイルが焼損する事態が生じた。これは、超磁歪材を伸縮させる磁場を作るうえ、電磁コイルを冷却する媒体が窒素ガスだけであるため、振動装置内の温度が上昇すると考えられた。そのため、振動子部分の温度特性を把握し、破損に至らない条件内で現実的な測定が可能かどうかを検討した。本検討では、振動子表面の温度を計測し、温度上昇特性を把握した。この際、印加電流 1A と 2A、発振周波数は 200Hz の場合について、熱電対温度センサーを振動子の周辺（ケースとシャフト）の外側に貼付けて計測を行った。その結果、図 5.9.3-8 に示すような温度勾配と[電流]×[電流]×[周波数]の関係を得た。本図の縦軸はコイルが 100℃になるまでの推定時間(温度勾配から直線で予測)、横軸は電流の 2 乗と周波数の積を示す。試験結果及び故障時の状況はほぼ直線上に分布していることから、この結果を用いて連続運転時間の目安が推定できる。

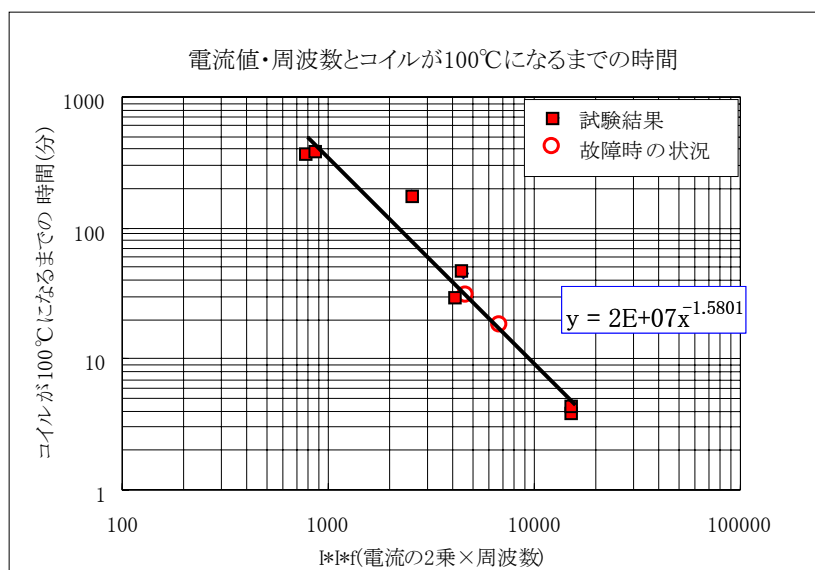


図 5.9.3-8 電流値・周波数とコイルが 100℃になるまでの時間

5.10 堆積岩地域での実証試験

次に、前節に記述した孔内震源（大型震源）を用いて、孔間弾性波トモグラフィを実施し、透水場の構築を実証することを目的に、堆積岩地域での実証試験を行った。ここでは、その方法や結果等について記述する。

5.10.1 試験場の概要および地質構造

実証試験は、米国テキサス州のサンアントニオ郊外にあるデバイン試験場で行った。デバイン試験場は、かつて British Petroleum(BP)社の所有であったが、1998 年にテキサス大学の物理探査研究室に寄贈され、現在では、学術目的だけでなく企業の研究にも使用することができる最先端の公用物理探査実験施設として知られている。現在までに、地表地震探査実験、地表電気探査、ボーリング孔を用いた実験、ボーリング孔間のトモグラフィ実験など様々な実験が行われてきている。試験場の案内図を図 5.10.1-1 に示す。また試験場と場内のボーリング孔配置図を図 5.10.1-2 に示す。また、図 5.10.1-3 に示すとおり、試験場内の地質構造は水平成層構造である。



図 5.10.1-1 デバイン試験場の位置図

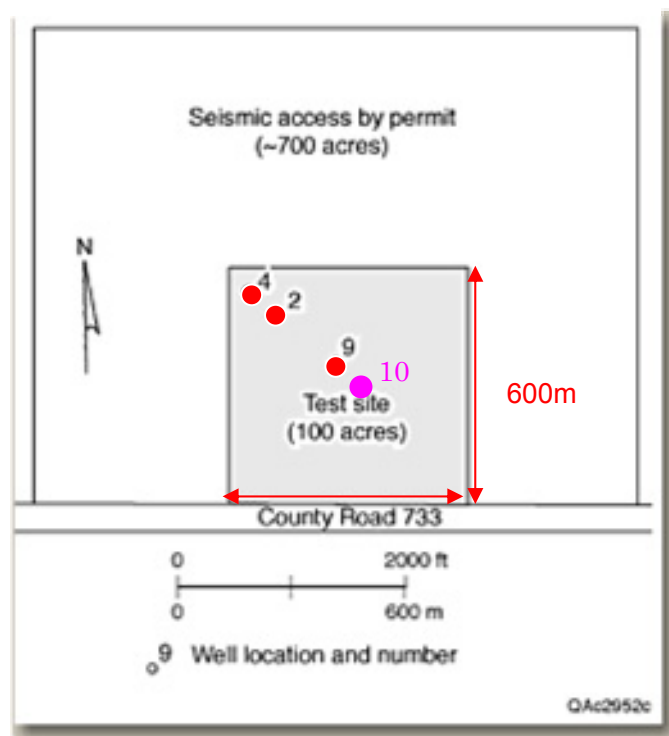


図 5.10.1-2 試験場内のボーリング孔配置図 (テキサス大学 HP 資料に加筆)

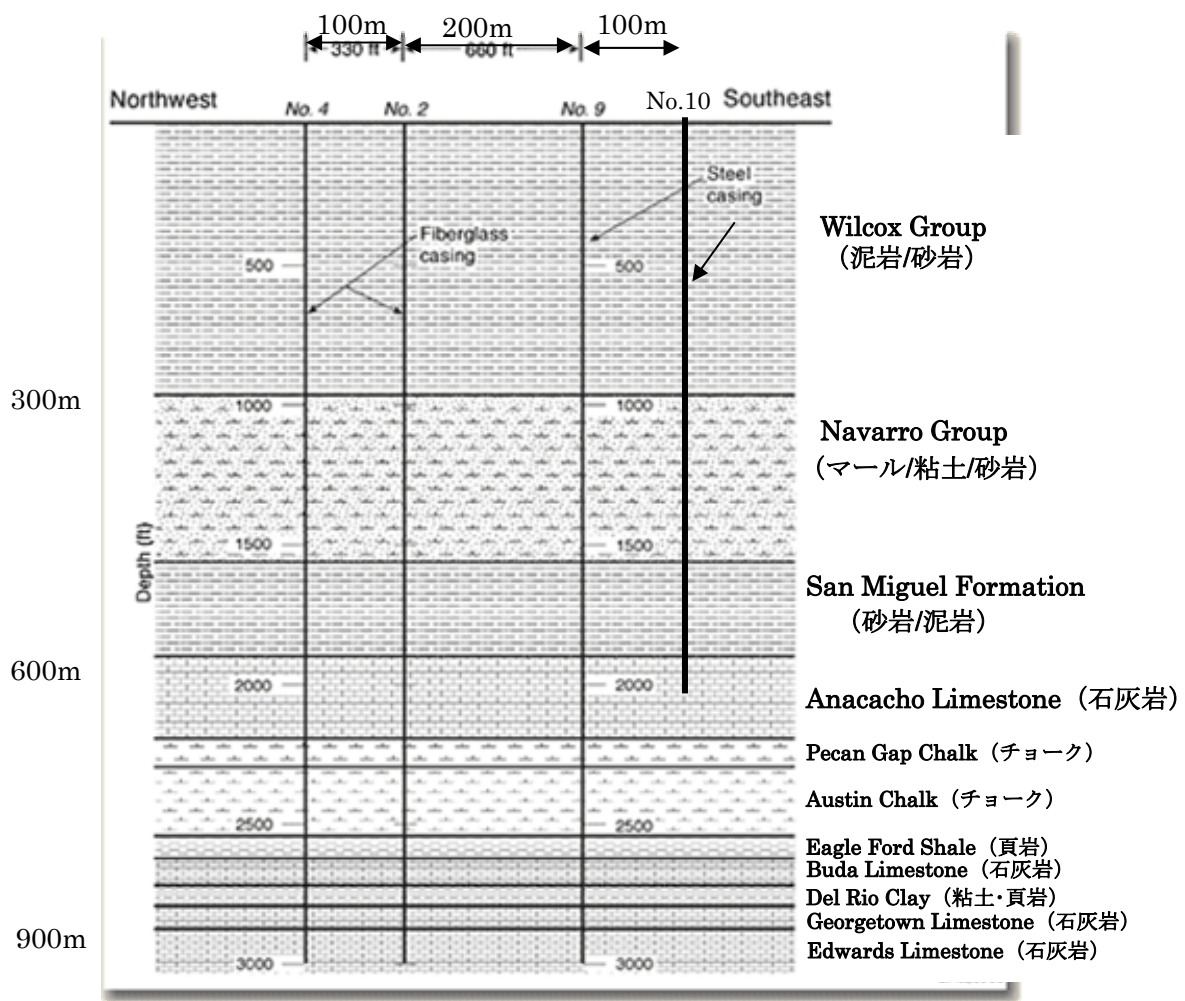


図 5.10.1-3 試験場内の推定地質断面図 (テキサス大学 HP 資料に加筆)

また、確証試験は、深度 800～2000 フィート（以後 ft）（おおよそ 240～600m）の区間を対象に行った。この対象区間内では、新生代第三紀と中生代白亜紀の堆積物が分布している。第三紀の堆積物は Wilcox 層群, 中生代の堆積物は Navarro 層群と Sun Miguel 累層, Anacacho 石灰岩である。Navarro 層群には既往資料に石油・ガス胚胎層の記述のあった Olmos 砂岩が含まれている。

テキサス大学の地質研究室がまとめたテキサス州の地質アトラス・サンアントニオ版には、Wilcox 層群と Navarro 層群について以下のような記述がある。

- ・ Wilcox 層群・・・新生代第三紀始新世の堆積物である。主に泥岩からなり、様々な割合で砂岩・亜炭を含む。最も上位，下位は通常，海緑石化している。マッシブなものから薄層まで泥岩はシルトと細粒な砂を含み，上部は淡茶色から黄土色へ，中間は濃

い灰色、下部は黄灰色で風化している。上部砂岩は、中間へと細粒化し、薄灰色から淡黄茶色となる。下部では非常に細粒で黄土色から薄茶色となる。亜炭は主に中間付近に存在する。下部の Midway 層群へと徐々に遷移していくため、下部境界は明瞭でない。

- ・ Navarro 層群・・・中生代白亜紀の堆積物である。上部はマール、粘土、砂岩、シルト岩からなる。マールと粘土は海緑石化し、リモナイト（褐鉄鉱）、菱鉄鉱が凝集している。砂岩は細粒で、シルト岩は黄灰色で、硬く青みがかった灰色の石英質で直径が 2～10ft の石灰岩を含む。砂岩層は水平方向の連続性はあまりよくない。西にいくほど厚くなり 580ft 程度にまでなる。下部はモンモリロナイト優勢の粘土で、滑らかで緑がかった灰色から青灰色になる。風化して厚く黒い粘土層質となる。厚さは 400ft 程度で全てあわせた層厚は 980ft 程度である。

さらに、デバイン試験場の水理特性については、デバインサイトに現れる地質のうち石油・ガス胚胎層と考えられるのは、中生代の地質である Olmos sand 層, Sun Miguel 累層, Austin Chalk 層である。これらの石油・ガス胚胎層は周囲の地層よりも浸透率（透水係数）が高いと考えられ、その値は Olmos sand 層では 0.07～10mD, San Miguel 累層中の砂岩では 0.1～33mD 程度と考えられる(Al-Qarni et al., 2000/2001)（ただし 1mD \doteq 1.0 \times 10⁻⁶cm/s）。

5.10.2 試験場の整備

孔内震源の波動伝播試験や孔間弾性波トモグラフィ計測を実施するにあたり、試験場の整備として、次の試験等を行った。

- ・ トモグラフィ実施に必要なボーリング孔の掘削
- ・ ボーリング孔周辺の地質・物理情報を取得するための物理検層
- ・ 透水場構築に必要なボーリング孔内における水理試験

以下、各試験等の実施内容や結果等について記述する。

(1) ボーリング孔の掘削

ここでは、前記図 5.10.1-2 と図 5.10.1-3 に示す No.10 孔の掘削を行った。掘削は、掘削完了後に内径 6 インチ（以後、in）のケーシングを設置するため、最終孔径を 9-1/2in で行った。9-1/2in での掘削は、2 段目ケーシング挿入深度（深度 189m;630ft）で実施し、それ以浅では 12-1/2in で掘削を行った。掘削にはロータリー式オイルフィールドボーリングマシンを使用し、

トリコンビットを用いて掘削した。12-1/2in トリコンビットで深度 189m:630ft まで削孔し、10-3/4in のケーシングを 183m : 600ft まで設置し、セメンチングを行った。続いて 9-1/2in トリコンビットで最終的には深度 655m:2150ft まで削孔し、7in のケーシングを 640m:2100ft まで設置し、フルホールセメンチングを行った。掘削中は、孔内で実施する水理試験および検層に支障を生じさせないように、地層、泥水、掘進荷重および回転速度などに留意し、孔壁の健全性および鉛直精度の向上に努めた。また、深度約 189m:630ft までは 10-3/4in のケーシングを設置し、さらに深度 655m:2100ft までは 7in のケーシングを設置した。ケーシングとして圧力配管用炭素鋼鋼管をネジ加工して用いた。

また、地質観察は、掘削時に孔口から排出されるカッティングス（岩屑）を採取して行った。これは、デバイン試験場内の既存ボーリングからの地質情報を利用することで、詳細な地質構造に関する情報を得たことから、作業の迅速性と孔壁保持期間を考慮して、ボーリング孔掘削はノンコアとしたためであった。基本的には、深度約 20m ごとに採取したが、カッティングスや排水の色が変化したときには深度にかかわらずその都度採取した。地質観察の結果を表 5.10.2-1 に示す。また、本表をもとに作成した柱状図を図 5.10.2-1 に示す。

表 5.10.2-1 地質観察結果

深度					判定岩種	既存資料による	地層名
ft	m		ft	m			
640 ft	195 m	～	670 ft	204 m	石灰岩	砂岩/泥岩	Wilcox層群
670 ft	204 m	～	680 ft	207 m	石灰岩/砂岩		
680 ft	207 m	～	770 ft	235 m	砂岩		
770 ft	235 m	～	850 ft	259 m	石灰岩主体/砂岩/泥岩		
850 ft	259 m	～	920 ft	280 m	砂岩/泥岩/石灰岩 (下部ほど石灰岩 少)		
920 ft	280 m	～	1000 ft	305 m	砂岩	マール/粘土/砂岩	Navarro層群
1000 ft	305 m	～	1230 ft	375 m	砂岩/泥岩		
1230 ft	375 m	～	1560 ft	475 m	砂岩/泥岩/石灰岩	砂岩/泥岩	Sun Miguel累層
1560 ft	475 m	～	1980 ft	603 m	シルト岩	石灰岩	Anacacho石灰岩
1980 ft	603 m	～	2150 ft	655 m	石灰岩		

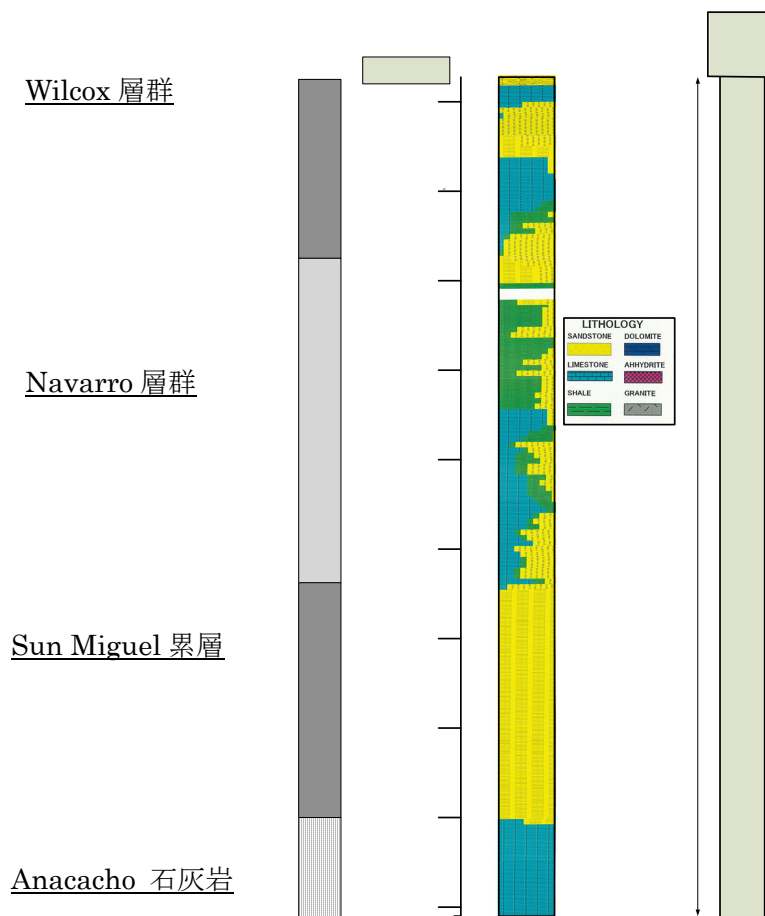
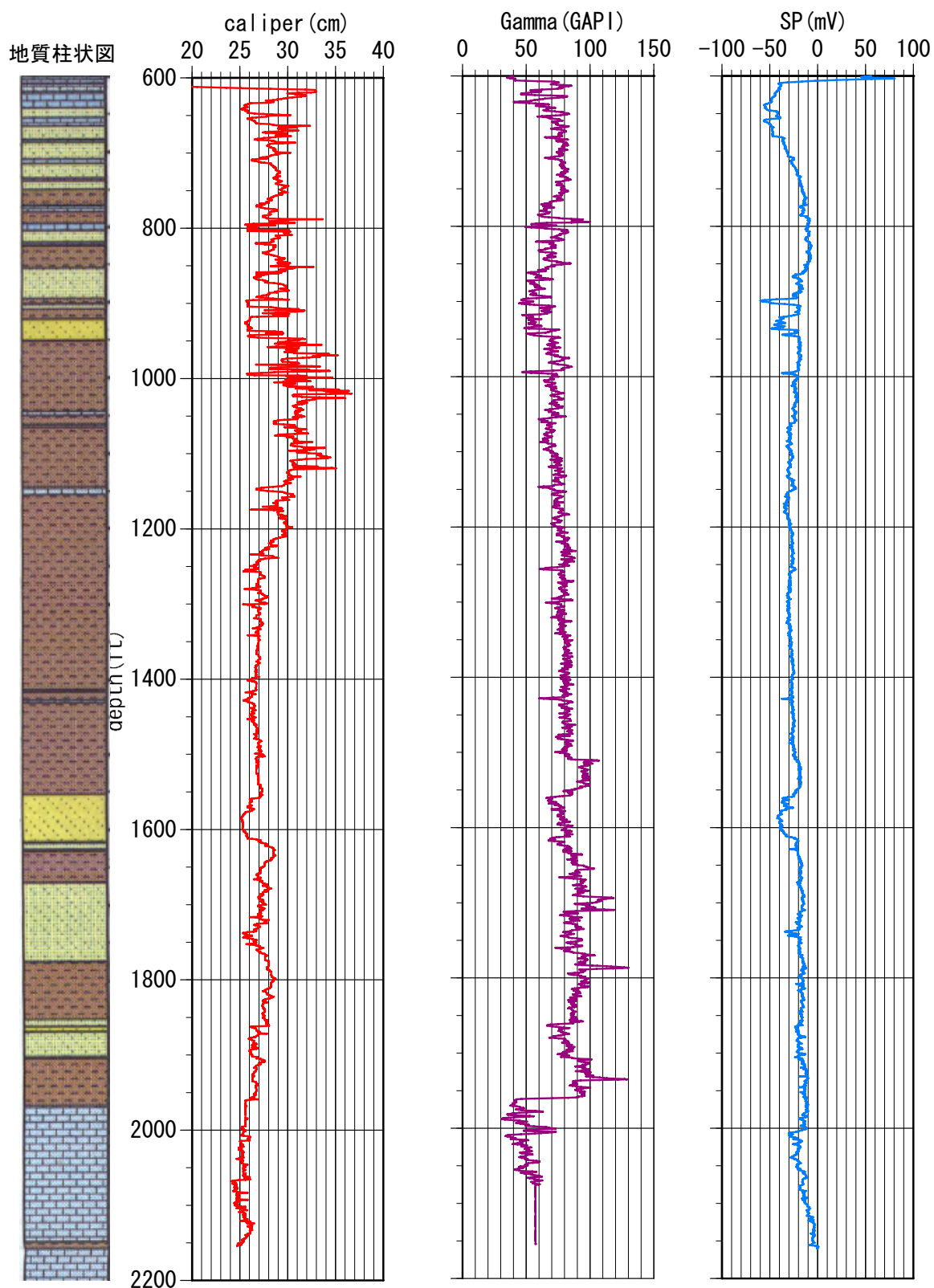


図 5.10.2-1 地質柱状図

(2) 物理検層

物理検層は、今回掘削した No.10 孔においてケーシングを挿入する前の裸孔状態で、いくつかの検層ツールを組み合わせたコンビネーション検層により実施した。検層データとしては、孔径、自然放射能、自然電位、密度、見掛け比抵抗、弾性波速度、間隙率を取得した。すべての検層データはデジタルデータとして記録した。得られた検層結果を図 7.3.3.-2 に示す。検層結果と地質柱状図を比較すると、各検層結果は、各岩相の特徴を捉えていることがわかる。例えば、深度 900ft までは検層結果にばらつきが見られるが、これは、地質柱状図と対比すると砂岩、石灰岩および頁岩といった比抵抗および弾性波速度のコントラストが大きい地層が薄く互層状に分布しているためだと考えられる。また、深度 1150ft や 1960ft 付近では、全ての物性が大きく変化しているが、これらは、地質柱状図と対比すると石灰岩の分布と整合的である。



備考)

自然放射能の単位 GAPI は、Gamma API の略であり、API は米国石油協会の規格である。

図 5.10.2-2 (1) 物理検層結果(No.10 孔)

(左)孔径

(中)自然放射能

(右)自然電位

地質凡例		砂岩		頁岩
		石灰質砂岩		石灰岩

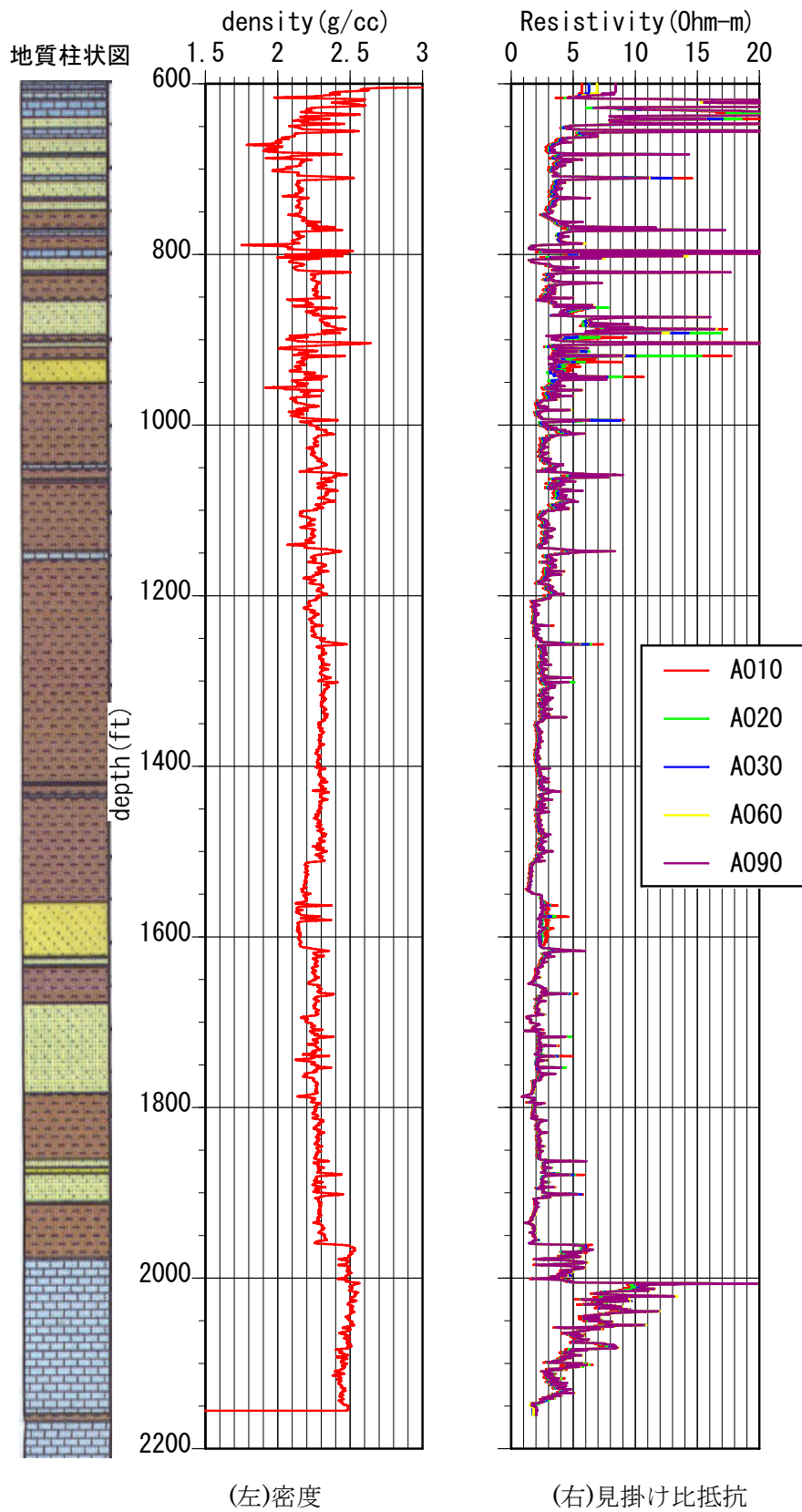


図 5.10.2-2 (2) 物理探査結果(No.10 孔)

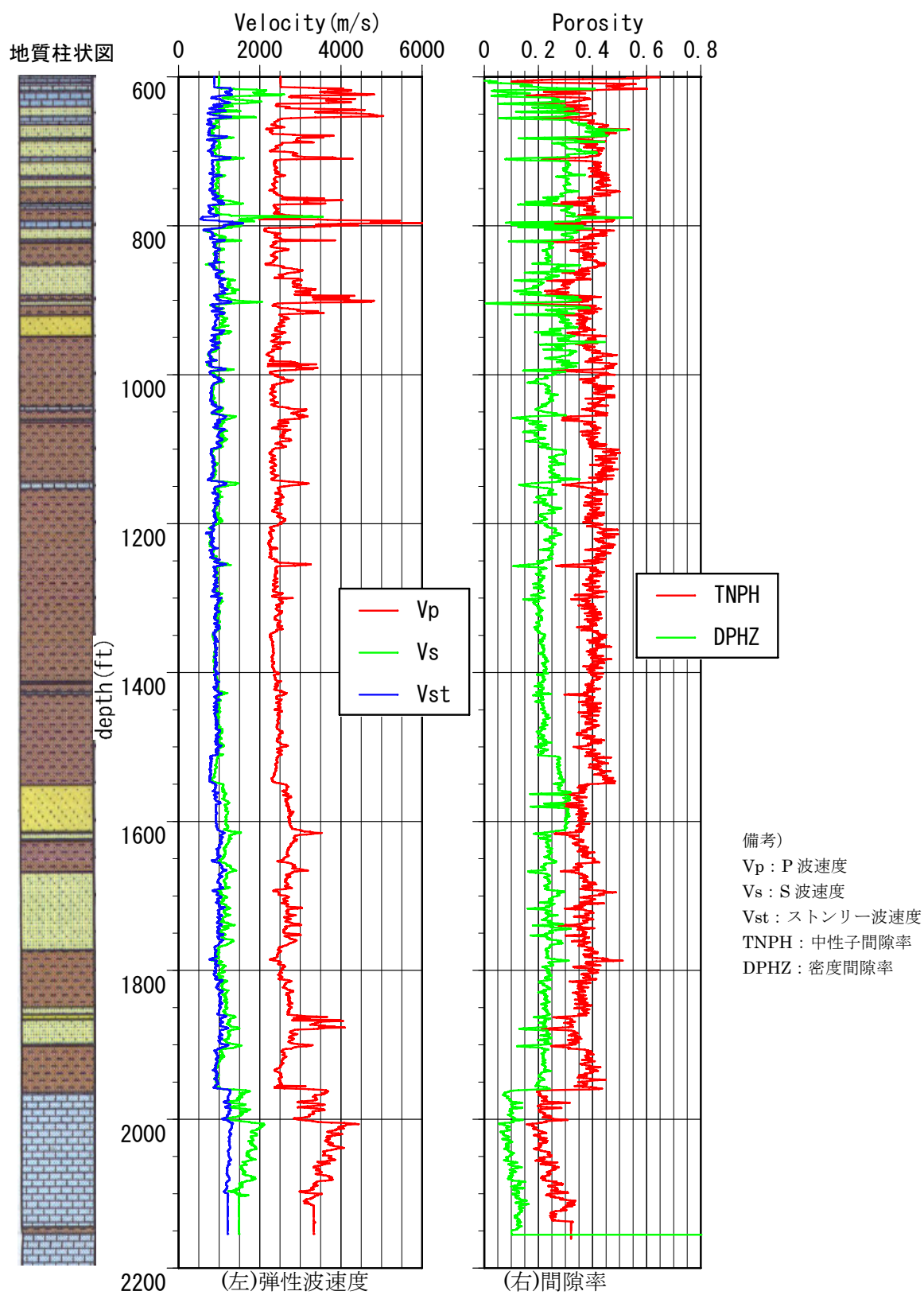
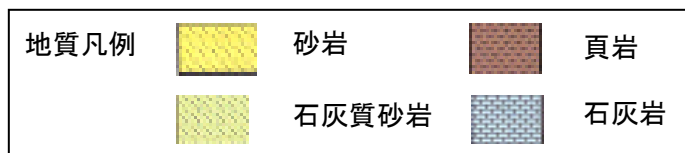


図 5.10.2-2 (3) 物理検層結果(No.10 孔)



(3) 透水試験

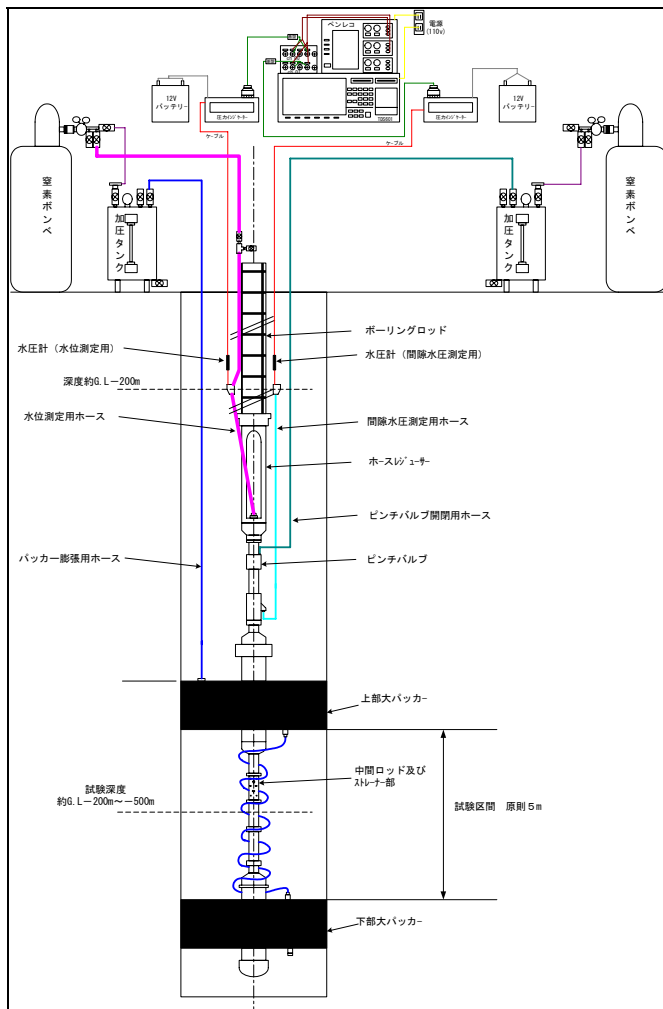
a. 測定方法

岩盤の透水係数を把握するために、今回掘削した No.10 孔内で透水試験を実施した。透水試験は、「地盤工学会基準（JGS1321-2003）孔内水位回復法による岩盤の透水試験方法」に準じて実施した。透水試験は、ダブルパッカー方式により実施した。この際、使用した装置の使用と概要を表 5.10.2-2 と図 5.10.2-3 に示す。また、測定手順は、以下のとおりとした。

- ① ボーリングロッドを介して塩水循環させて試験区間の孔壁を洗浄した。
- ② ストレーナー区間を 5m として孔内試験装置を予定深度まで降下した。
- ③ 窒素ガス圧により測定管内の水位を下げた後、ピンチバルブを閉塞して止水状態とした。
- ④ パッカーを水圧で膨張させ、孔壁に密着させることにより、試験区間内の水密性を保持した。
- ⑤ 試験区間内の間隙水圧を約一晩に渡って経時的に記録し、間隙水圧を把握した。
- ⑥ ピンチバルブ解放後、水位測定用ホース内の水位と時間を経時的に記録した。
- ⑦ 試験の終了は、上昇水位が 80%程度回復または、試験時間が 4 時間を超過した場合とした。

表 5.10.2-2 透水試験装置の仕様

項 目	名 称	仕 様
地上装置	水位記録装置 (東京測器 TDS-601)	使用温度範囲:0～50 ℃ 使用電源:AC 90-110 V 寸法・重量:430(W)×180(H)×460(D) mm 最大測定点数:10 点
	加圧タンク	寸法:φ 330 mm × h500 mm 最大許容圧力:1 MPa
	窒素ポンベ	充填圧力:15 MPa
孔内装置	水圧計	容量:2.0 MPa 以下 精度:±0.1 %FS (BSL)
	パッカー (Geopro 社製)	寸法:φ 170mm×h2000 mm 可変範囲:φ 170～φ 330 mm 最大圧力:6 MPa (φ 170 mm 時) :1.5 MPa (φ 330 mm 時) 水圧によるインフレート方式



加圧タンク



ホースレギュレータ

ピンチバルブ



上下部パッカー

図 5.10.2-3 透水試験装置の概要図

b. 試験区間の選定

試験区間は、孔内状況(泥水・泥壁の状況)、物理検層結果、カッティングス結果などを総合的に判断して、表 5.10.2-3 のとおり選定した。

表 5.10.2-3 透水試験の試験区間の概要

試験区間 (深度)	岩種	試験目的
716 ft (218.4 m)- 733 ft (223.4 m)	砂岩	地質による違いを把握 (砂岩の値の取得)
821 ft(250.4 m)- 838 ft(255.4 m)	石灰岩	地質による違いを把握(石灰質砂岩の値の取得)
1306 ft(398.2 m)- 1323 ft(403.2 m)	砂岩石灰岩互層 (砂岩優勢)	地質による違いを把握 (砂岩石灰岩互層 砂岩優勢の値の取得)
346 ft(410.4 m)- 1363 ft(415.4 m)	砂岩石灰岩互層 (石灰岩優勢)	地質による違いを把握 (砂岩石灰岩互層 石灰岩優勢の値の取得)

c. 解析方法

測定の結果，得られたデータから以下の手順にしたがって，透水係数を算出した。

- ① 回復する水位 $h(m)$ とその測定時間 $t(s)$ を図 5.10.2-4 のようにプロットし， $h-t$ 曲線の漸近線から水位の回復がほぼ停止時の平衡水位 h_0 を求めた。
- ② 図 5.10.2-4 に示すように，片対数グラフの対数目盛（縦軸）に水位差 $s(m)$ （平衡水位 h_0 とホース内の水位 h の差），算術目盛（横軸）に時間 $t(s)$ をとり，両者に直線の関係が確認できた 2 区間の勾配を次式により求めた。

$$a = \log(s_1/s_2)/(t_2 - t_1)$$

ここで， $a(1/s)$ ：求める直線の勾配，

直線上にある任意の 2 点の座標($t_1, \log s_1$)および($t_2, \log s_2$)

ただし，直線の関係が不確かな場合には，測定値を直線で近似したうえで 2 区間の勾配を求めた。

- ③ 透水係数 $k(m/s)$ は，次式から算出した。

$$k = \left((2.3d)^2 / \rho(8L) \right) \log((2L)/D) a$$

ここで， d ：ホースの内径（m）（=0.012m）

D ：試験区間の孔径（m）

L ：試験区間の長さ（m）（=5.00m）

ρ ：塩水の密度(Mg/m³)（=1.17 Mg/m³，孔内水に塩水を用いたため）

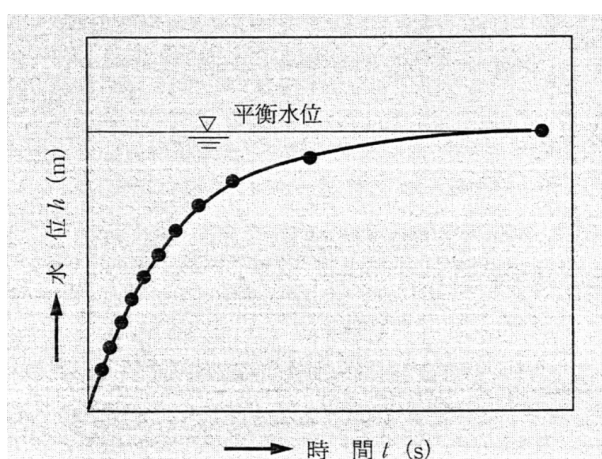


図 5.10.2-4 水位と時間の関係

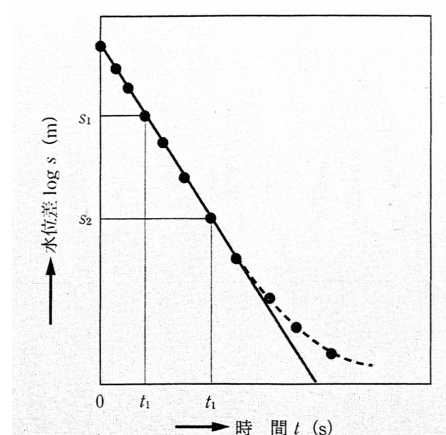


図 5.10.2-5 $\log s - t$ 曲線

d. 透水試験結果

試験結果の一例を図 5.10.2-6 に示す。また、解析の結果、得られた透水係数の一覧を表 5.10.2-4 に示す。本表に示すとおり、得られた透水係数は、試験区間が砂岩と石灰岩の場合 $10^{-10}(\text{m/s})$ オーダー、砂岩石灰岩互層の場合 $10^{-8}(\text{m/s})$ オーダーであった。

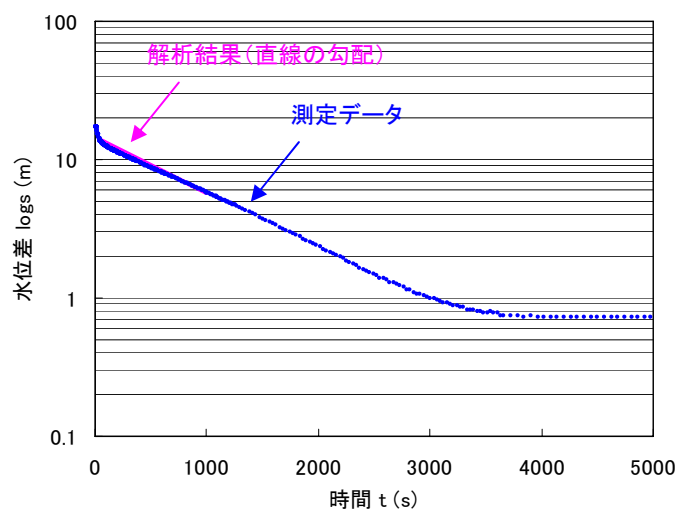


図 5.10.2-6 試験結果の一例 (logs-t, 試験区間 1306-1323 ft の場合)

表 5.10.2-4 透水試験結果一覧表

試験区間 (深度)	岩種	透水係数(m/s)
716 ft (218.4 m)- 733 ft (223.4 m)	砂岩	3.81×10^{-10}
821 ft(250.4 m)- 838 ft(255.4 m)	石灰岩	1.31×10^{-10}
1306 ft(398.2 m)- 1323 ft(403.2 m)	砂岩石灰岩互層 (砂岩優勢)	1.02×10^{-8}
346 ft(410.4 m)- 1363 ft(415.4 m)	砂岩石灰岩互層 (石灰岩優勢)	1.35×10^{-8}

5.10.3 孔内震源の波動伝播試験

(1) 試験の概要

堆積岩環境下における孔内震源（前記の本研究で開発した大型震源）の波動伝播能力を確認することと、弾性波トモグラフィの測定仕様を決定するための試験を行った。波動伝播試験の概要を表 5.10.3-1～表 5.10.3-2 と図 5.10.3-1, に示す。

表 5.10.3-1 孔内震源の波動伝播試験の仕様

項 目	仕 様
受振孔	No.10 孔
起振孔と孔間距離	No.9 孔) 100m, No.2 孔) 300m, No.4 孔) 400m
起振深度	414m と 253m
受振深度	起振深度 414m の場合) 350～454m 起振深度 253m の場合) 200～304m
起振周波数	250, 500, 750, 1000, 1500, 2000Hz

表 5.10.3-2 孔内震源の波動伝播試験の実施内容

No.	起震孔	受震孔	孔間距離 (m)	起震深度 (m)	受震深度 (m)	周波数 (Hz)
1	#9	#10	100	253	200～304	500
2	#9	#10	100	253	200～304	1000
3	#9	#10	100	253	200～304	1500
4	#9	#10	100	253	200～304	2000
5	#9	#10	100	414	350～454	500
6	#9	#10	100	414	350～454	1000
7	#9	#10	100	414	350～454	1500
8	#9	#10	100	414	350～454	2000
9	#2	#10	300	253	200～304	250
10	#2	#10	300	253	200～304	500
11	#2	#10	300	253	200～304	750
12	#2	#10	300	253	200～304	1000
13	#2	#10	300	414	350～454	250
14	#2	#10	300	414	350～454	500
15	#2	#10	300	414	350～454	750
16	#2	#10	300	414	350～454	1000
17	#4	#10	400	253	200～304	250
18	#4	#10	400	253	200～304	500
19	#4	#10	400	253	200～304	750
20	#4	#10	400	253	200～304	1000
21	#4	#10	400	414	350～454	250
22	#4	#10	400	414	350～454	500
23	#4	#10	400	414	350～454	750
24	#4	#10	400	414	350～454	1000

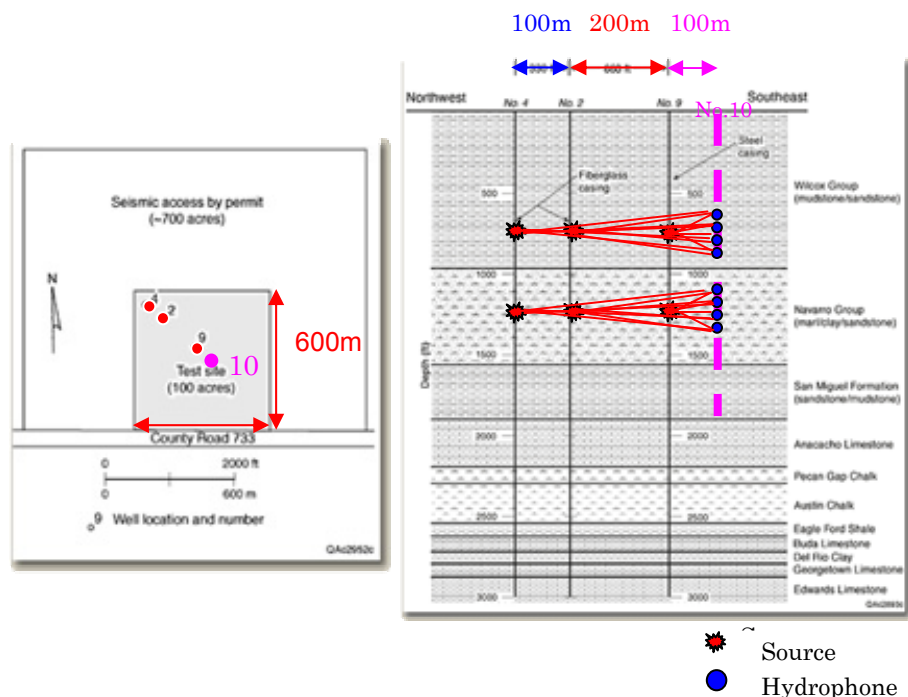


図 5.10.3-1 孔内震源の波動伝播試験の位置図

(2) 波動伝播試験の結果

波動伝播試験の結果を図 5.10.3-2～図 5.10.3-4 に示す。これらの波形記録は、20msec 以降を表示しており、0～20msec は信号を表示していない。また、これらの波形は、トレースごとの最大振幅を同一振幅として表示するノーマライズにより表示したものである。図 5.10.3-2～図 5.10.3-4 から、各孔間距離の波形記録の初動の特徴は次のとおり確認することができた。

(孔間距離 100m の場合)

起震深度 253m の波形記録を見ると、ほぼ水平な伝播方向の受震器では初動が確認できる。しかし、その他の深度ではチューブ波などの後続波のみが認められる。また、起震深度 414m の波形記録を見ると、受震深度 350m～454m の全区間で明瞭な初動を確認することができる。

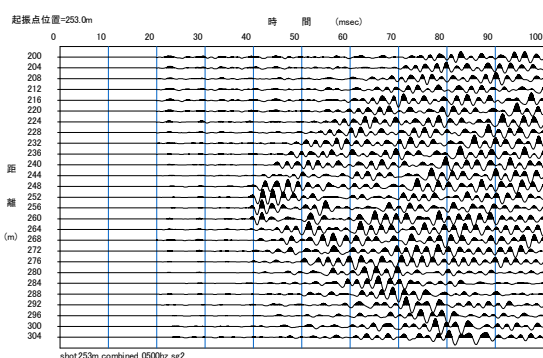
(孔間距離 300m の場合)

起震深度 253m の波形記録を見ると、初動は確認できない。また、起震深度 414m の波形記録を見ると、周波数 500Hz の場合に受震深度 386m～422m で初動が確認できる。その他の深度では不明瞭ながらも連続する初動波形列が認められる。

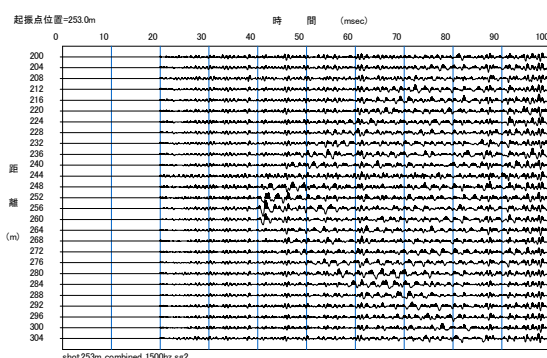
(孔間距離 400m の場合)

起震深度 253m の波形記録を見ると、初動は確認できない。また、起震深度 414m の波形記録を見ると、周波数 500Hz の場合に受震深度 406m～426m で初動が確認できる。

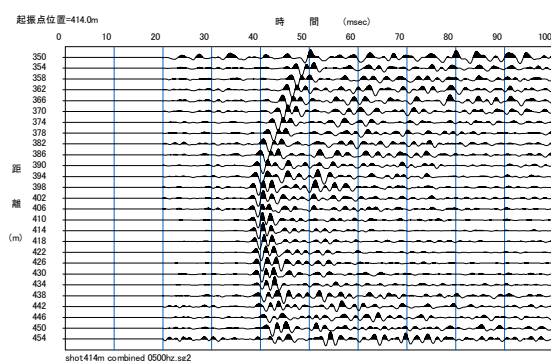
以上の結果から、堆積岩環境下における孔内震源の最大伝播距離は 400m であると判断できた。ただし、初動を確認できた孔間 400m の波形記録（図 5.10.3-4(3)）を見てわかるように、初動が確認できる範囲が狭かったため、弾性波トモグラフィ計測を行うには範囲が狭いと考えられた。このため、弾性波トモグラフィ計測は、孔間 100m と 300m で行うこととした。



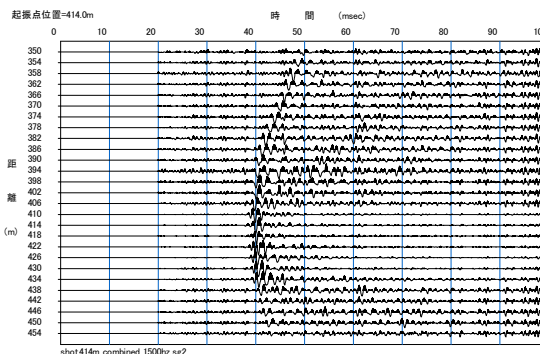
(1)周波数 500Hz, 起振深度 253m の場合



(2)周波数 1500Hz, 起振深度 253m の場合

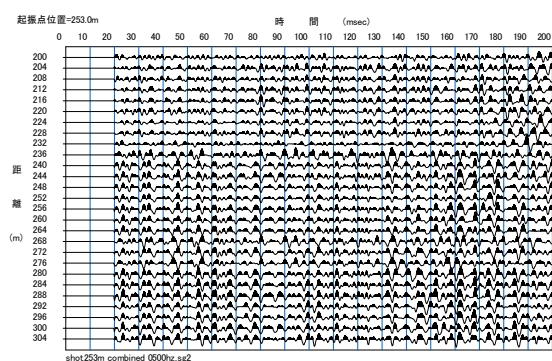


(3)周波数 500Hz, 起振深度 414m の場合

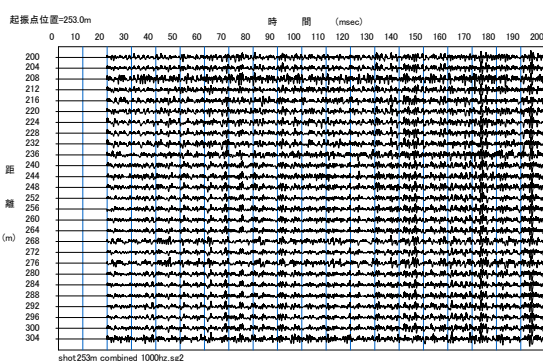


(4)周波数 1500Hz, 起振深度 414m の場合

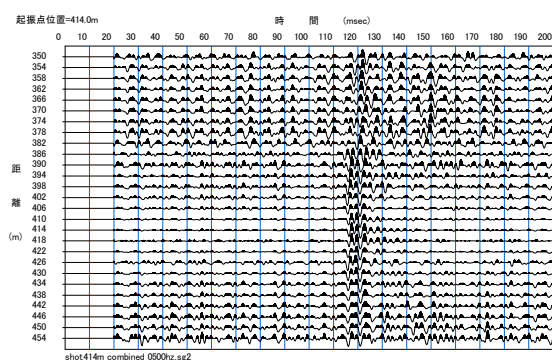
図 5.10.3-2 孔内震源の波動伝播試験の結果（孔間 100m の波形記録）



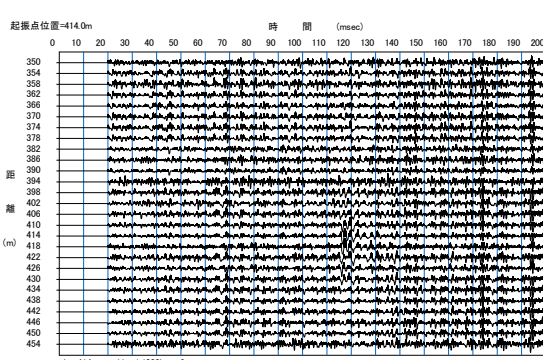
(1) 周波数 500Hz, 起振深度 253m の場合



(2) 周波数 1000Hz, 起振深度 253m の場合

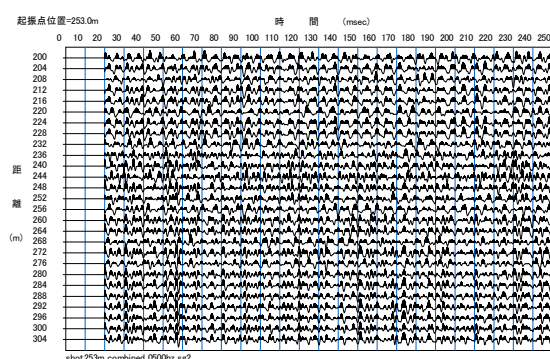


(3) 周波数 500Hz, 起振深度 414m の場合

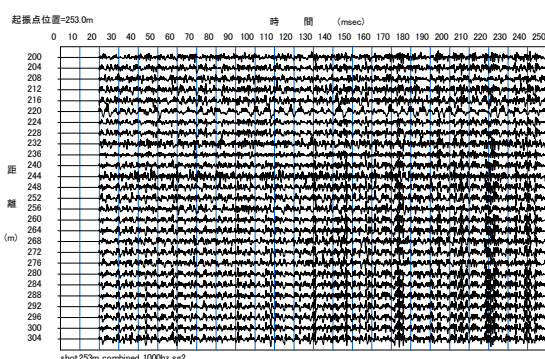


(4) 周波数 1000Hz, 起振深度 414m の場合

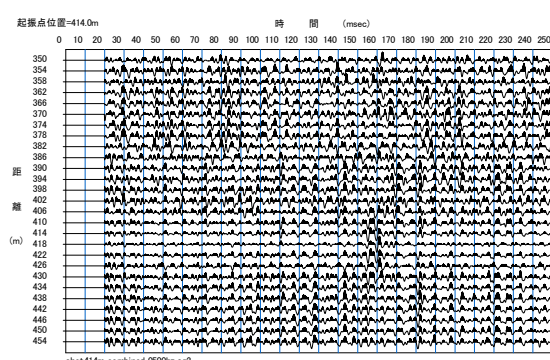
図 5.10.3-3 孔内震源の波動伝播試験の結果 (孔間 300m の波形記録)



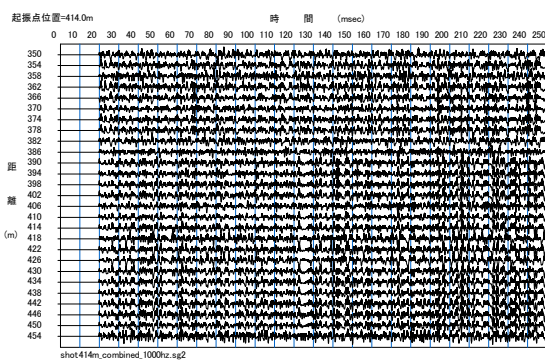
(1)周波数 500Hz, 起振深度 253m の場合



(2)周波数 1000Hz, 起振深度 253m の場合



(3)周波数 500Hz, 起振深度 414m の場合



(4)周波数 1000Hz, 起振深度 414m の場合

図 5.10.3-4 孔内震源の波動伝播試験の結果（孔間 400m の波形記録）

5.10.4 弾性波トモグラフィ測定

(1) 試験の概要

前記のとおり、波動伝播試験の結果を考慮し、堆積岩環境下（デバイン試験場）では孔間距離 100m と 300m の 2 種類の孔間距離で弾性波トモグラフィ測定を行った。また、弾性波トモグラフィ測定は、その目的別に、開発した大型震源と既往の震源の 2 種類の震源を用いて行った。大型震源を使用した弾性波トモグラフィ測定は、周波数を制御した弾性波速度を使って透水場を構築するために行った。また、既往の震源を使用した弾性波トモグラフィ測定は、本試験場のように水平成層構造で頁岩が堆積しているような地質の場合、層構造に起因する弾性波速度の異方性が考えられたため、その異方性を検討するために行った。弾性波トモグラフィ測定の仕様等を表 5.10.4-1、図 5.10.4-1～図 5.10.4-2 に示す。

表 5.10.4-1 弾性波トモグラフィ測定の様

項 目	仕 様			
目的	透水場の構築			異方性の検討
震源	超磁歪タイプの震源 (本研究で開発した大型孔内震源)			既往の震源 (メカニカル・浮遊型の震源)
孔間距離	100m	300m	100m	
起振点	深度 382m～492m に 4m 間隔	深度 300m～600m に 8m 間隔	深度 366m～574m に 4m 間隔	
受振点	深度 382m～492m に 4m 間隔	深度 300m～600m に 8m 間隔	深度 366m～574m に 4m 間隔	
周波数	500Hz	1500Hz	500Hz	1500Hz
サンプリング間隔	124 μ sec.	42 μ sec.	124 μ sec.	42 μ sec.
	(制御不可)			

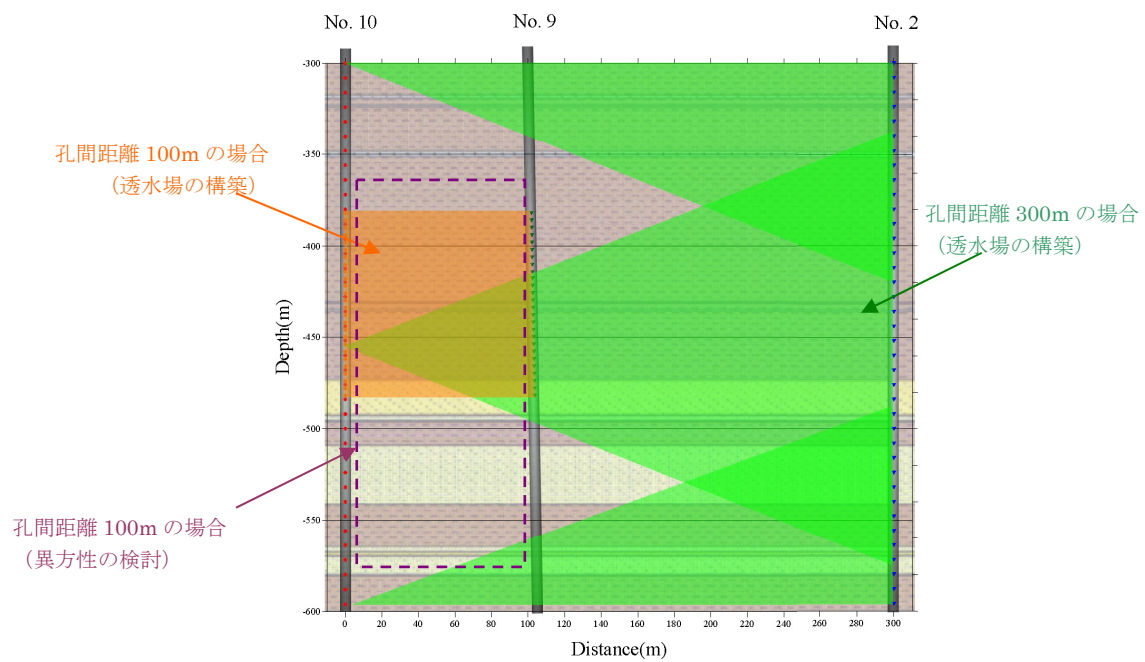


図 5.10.4-1 弾性波トモグラフィ試験の実施位置図

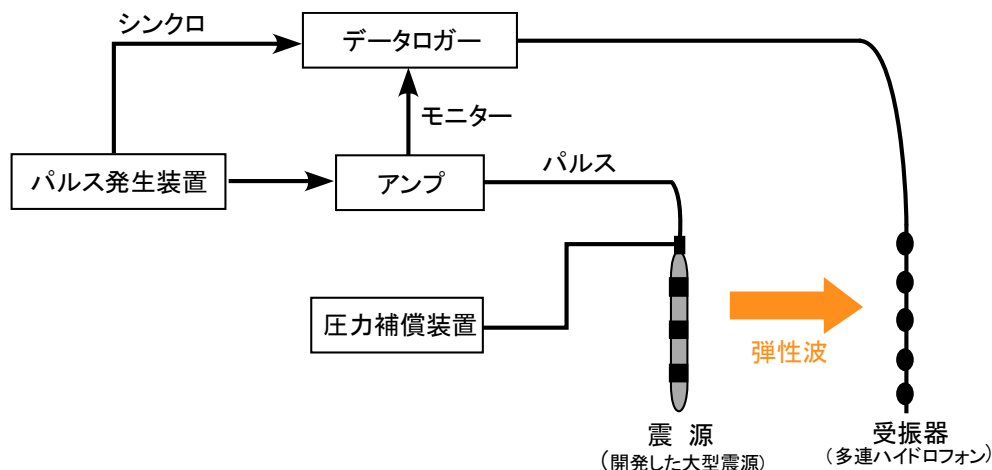
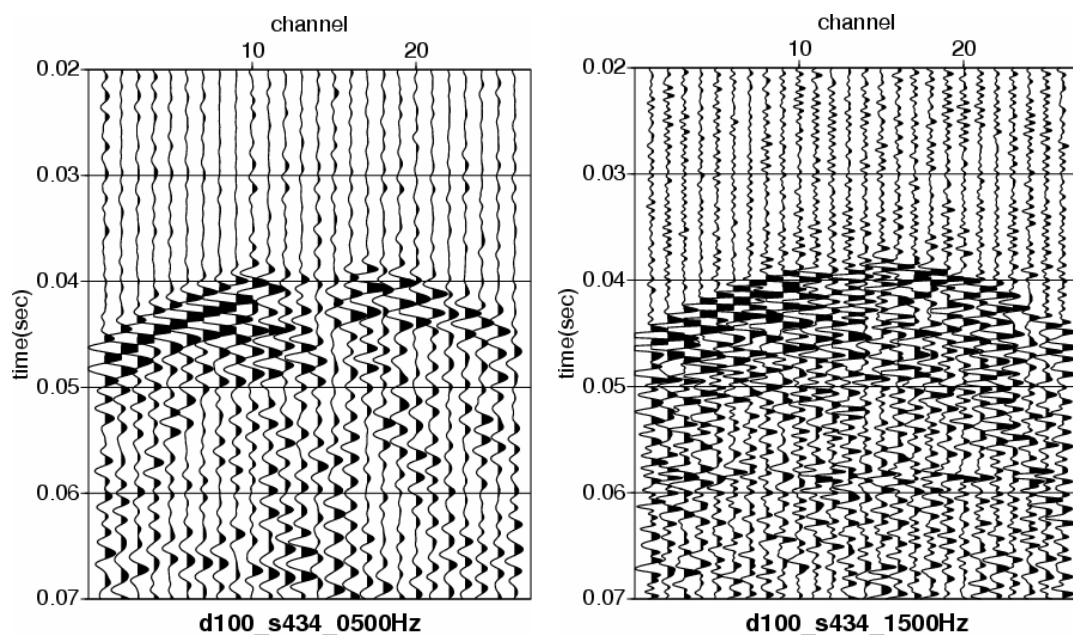


図 5.10.4-2 弾性波トモグラフィ試験に使用した装置とその構成
(透水場を構築するために実施した試験の場合)

(2) 波形記録

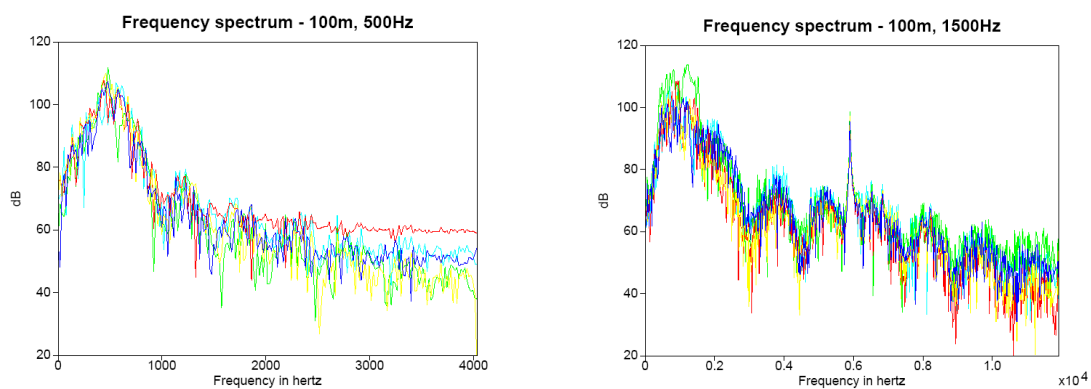
弾性波トモグラフィ測定時に取得した波形記録のうち、透水場を構築するために実施した測定時に得られた波形記録の一例を図 5.10.4-3～図 5.10.4-5 に示す。発振信号には PRBS を使用した。図 5.10.4-3 のうち、周波数 1500Hz のデータは、全体的に振幅が小さかったために最大値を基準にして振幅調整を行った。また、走時読み取りを行う際、高周波成分のノイズによって走時のピークが読みにくくなるため、周波数 500Hz の場合は 600Hz、1500Hz の場合は 1700Hz 以上のハイカットフィルタによって高周波成分を除いた。図 5.10.4-3 に示すとおり、孔間距離 100m の場合には、ほぼすべての波形記録に初動を確認することができた。また、図 5.10.4-4 は、孔間距離 100m の場合の周波数スペクトル解析をした結果を示す。本図から、それぞれ 500Hz または 1500Hz 前後に周波数のピークが存在することが確認できる。一方、孔間距離 300m の場合には、図 5.10.4-5 の(2)のように同じ周波数 500Hz の場合であってもノイズの影響により初動が明瞭に確認できない場合があった。また、周波数 1500Hz の場合にもノイズの影響により初動を確認することができなかった。



(1)周波数 500Hz の場合

(2)周波数 1500Hz の場合

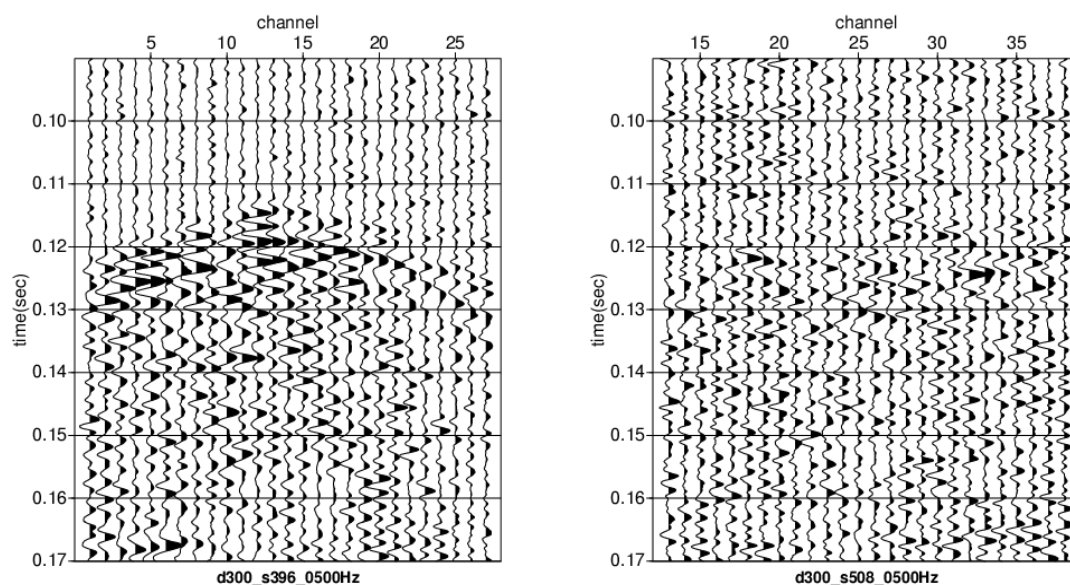
図 5.10.4-3 大型震源による弾性波トモグラフィ測定時に取得した波形記録の例
(孔間距離 100m, 受振深度 434m の場合)



(1)周波数 500Hz の場合

(2)周波数 1500Hz の場合

図 5.10.4-4 周波数スペクトル解析の結果 (大型震源, 孔間距離 100m の場合)



(1)発振深度 396m の場合

(2)発振深度 508m の場合

図 5.10.4-5 大型震源による弾性波トモグラフィ測定時に取得した波形記録の例
(孔間距離 300m, 周波数 500Hz の場合)

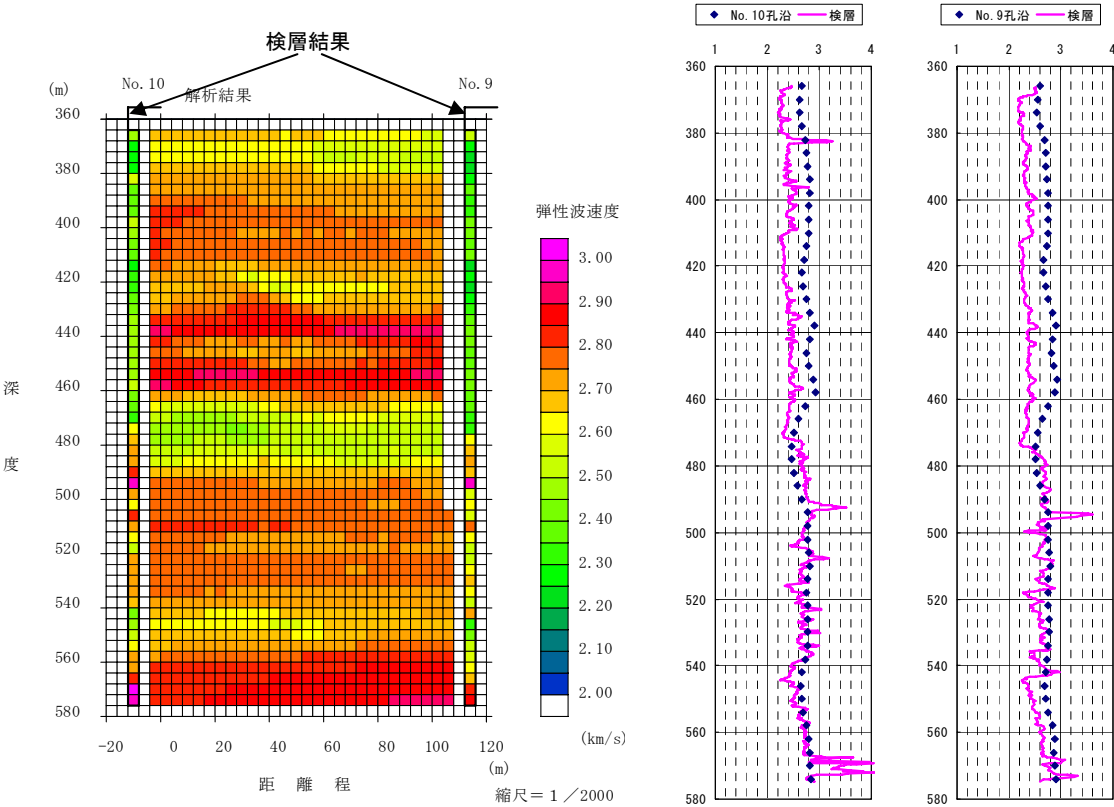
(3) 異方性の検討

前記のとおり、本試験場においては、層構造に起因する弾性波速度の異方性が考えられた。さらには、Miller and Chapman(1992)は、今回の弾性波トモグラフィ測定の実施深度とは異なる区間ではあるが、本試験場の速度異方性の存在（水平方向と鉛直方向の P 波速度差が 30%程度）を示している。そこで、既往の震源（メカニカル・浮遊型震源）を用いた弾性波トモグラフィを行い、その結果と検層で得られた速度を比較することで、速度異方性を把握することとした。

a. 弾性波速度の比較

まず、（異方性を検討するために実施した）弾性波トモグラフィ測定の結果と物理検層の結果（弾性波速度）の比較を行った。両速度を比較した結果を図 5.10.4-6 に示す。なお、弾性波トモグラムは、解析領域を $4\text{m} \times 4\text{m}$ とし、初期モデルとして同一深度の起振点・受振点間の初動走時より平均速度を計算し、等方性地盤を仮定した手法で作成した結果である。本図から、頁岩層に対応する深度 366~472m 区間の弾性波速度が検層結果と比較して速いことが確認できる。また、図 5.10.4-7 には、起振点と受振点が同一深度となる弾性波トモグラ

フィの波形記録をその深度にプロットし、読取り初動走時(黒丸)と速度検層による速度値から算出したその深度の起振点・受振点間の走時(三角)を併せて示した。本図より、深度 366 ~472m における読取り初動走時が、検層速度から計算される走時より系統的に速いことがわかる。これらのことから、本試験場には弾性波速度の異方性が存在し、弾性波トモグラムの構築時には異方性を考慮する必要があることが判明した。



(1)弾性波トモグラムによる比較

(2)ボーリング孔沿いの比較

図 5.10.4-6 弾性波速度の比較 (異方性を考慮する前)

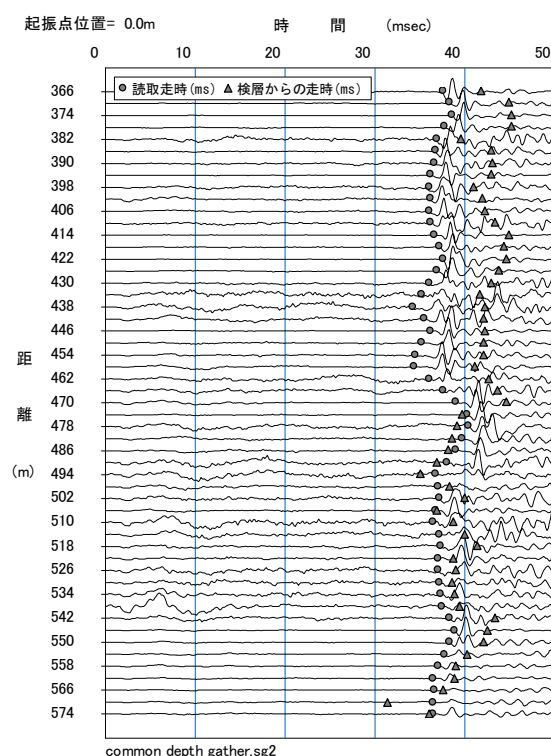


図 5.10.4-7 同一深度の起振点・受振点記録と検層速度から計算される走時の比較

b. 異方性の考慮

ここでは、弾性波トモグラフィの解析において速度異方性を考慮するために、頁岩層の異方性解析に実績があり、実用的な斎藤(1991)の方法を適用した。この手法は、異方性を持つ層構造モデルに対して、座標変換（ストレッチングと回転）を施すことによって、波線理論上等価な等方性モデルを得るものである。ここでは、各層を水平層と仮定し、かつ異方性を示す楕円の長軸方向も水平と仮定したため、深度軸の変換（ストレッチング）のみでそれを実現した。図 5.10.4-8 の左図は、各層の異方性係数を楕円形状とともに示したものである。各層の層厚に異方性係数を乗じ、深度軸を引き伸ばしたものが同右図であり、これが左図と等価な等方性モデルである。幾何学的には左図の楕円が右図で円に変換されることになる。このストレッチング後の起振点・受振点座標を用い観測走時をそのまま入力データとして、通常の等方性トモグラフィ解析を行い、その後、解析結果のトモグラムを元の座標系に再変換すれば異方性が考慮されることになる。

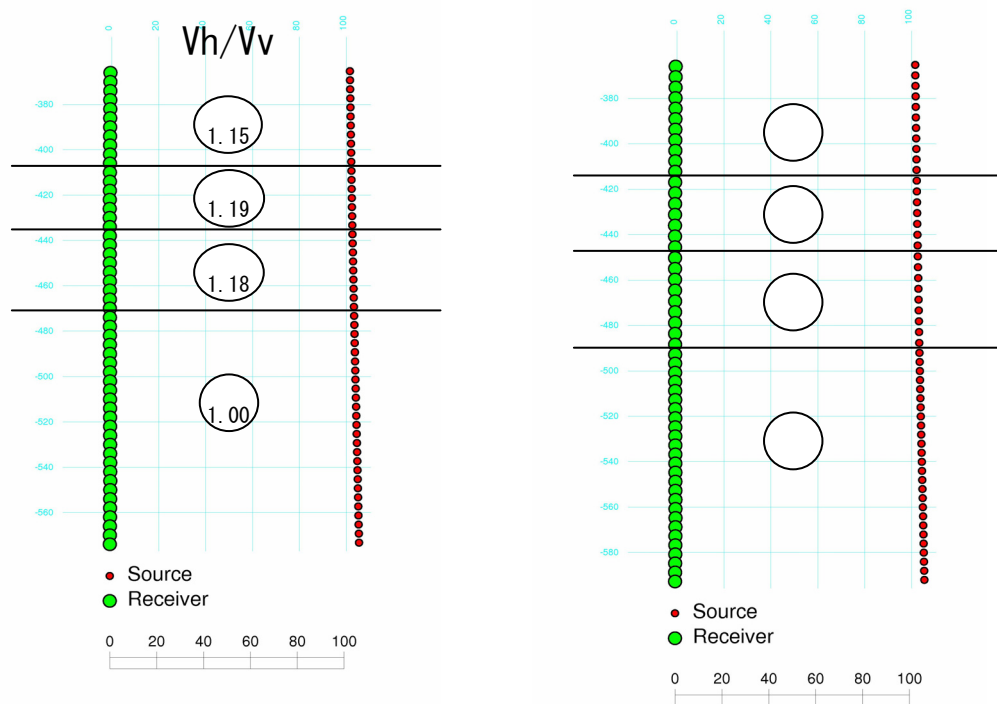


図 5.10.4-8 オリジナルのジオメトリ（左）とストレッチ後のジオメトリ（右）

なお、ここで用いる各層の異方性係数は、次のとおり算出した。

- ① 同一深度の起振点・受振点記録より求めた初動走時より平均速度を求めて、水平方向速度(V_h)とした。
- ② 検層により求めた P 波速度を、P 波の鉛直方向速度 (V_v) とした。
- ③ 366～472m の頁岩層を、検層結果をもとにして 3 層に区分した。
- ④ 各深度の V_h/V_v 値を求め、層毎に平均した V_h/V_v 値を層毎の異方性係数とした。

算出した各層の深度範囲と異方性係数を表 5.10.4-2 に示す。今回求めた異方性係数は、Miller and Chapman(1992)が示した本試験場の異方性係数の 1.15～1.30 の範囲内にあることがわかる。

表 5.10.4-2 算出した異方性係数の結果

深度 (m)	各層の異方性係数
366～408	1.157
408～436	1.195
436～472	1.188

このような斎藤(1991)の方法を用いて異方性を考慮した結果を図 5.10.4-9 と図 5.10.4-10 に示す。図 5.10.4-9 は、解析時に深度方向のストレッチングを施したので、水平方向の速度(V_h)のトモグラムを異方性係数によって鉛直方向の速度(V_v)に変換したものである。また、図 5.10.4-10 は、 V_v のトモグラムから、ボーリング孔沿いの弾性波速度を抽出し検層結果の弾性波速度と比較して示したものである。これらを見ると、異方性を考慮する前（前記図 5.10.4-6 と図 5.10.4-7）とは異なり、 V_v と検層結果とが調和的な結果であり、適切に異方性を考慮できたと判断できる。

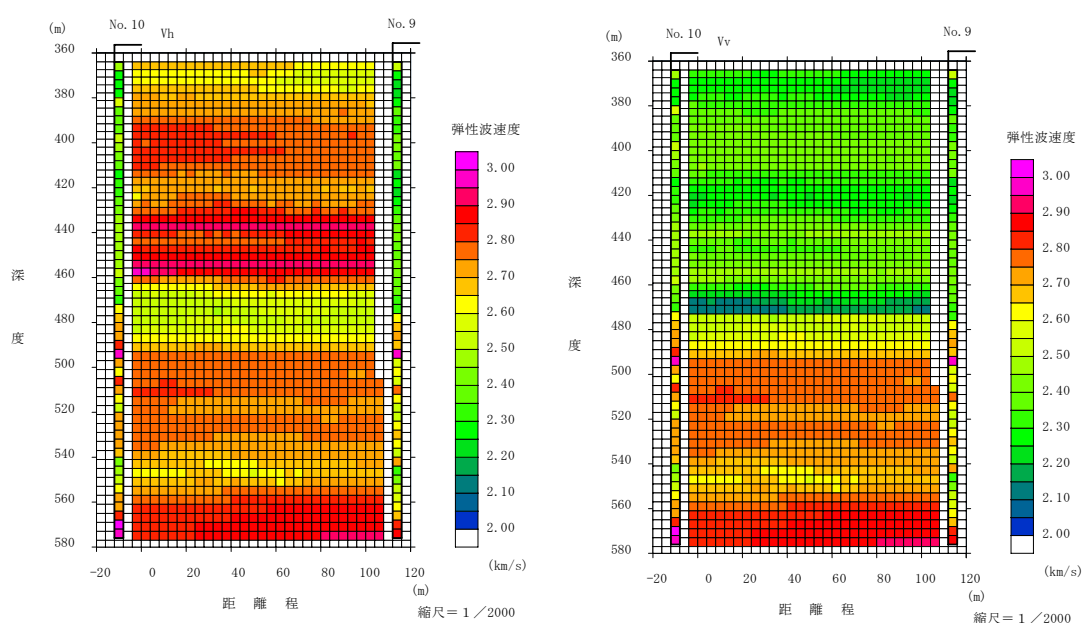


図 5.10.4-9 異方性を考慮した結果

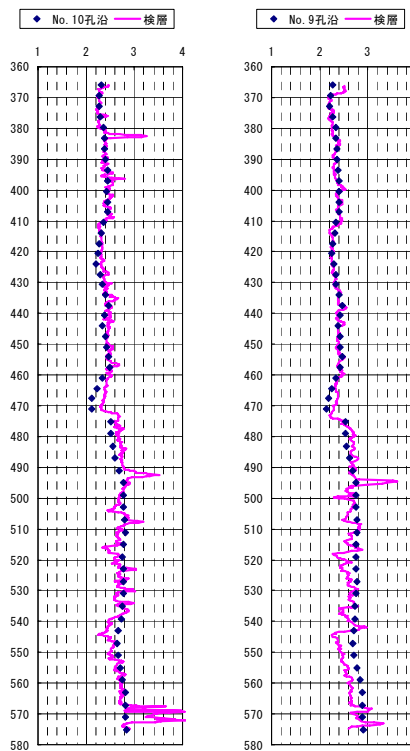


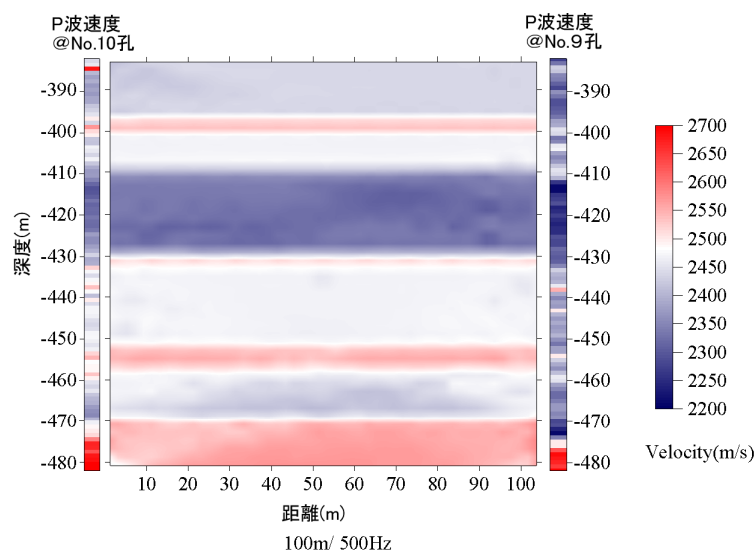
図 5.10.4-10 弾性波速度の比較（異方性を考慮した後）

(4) 弾性波速度トモグラム

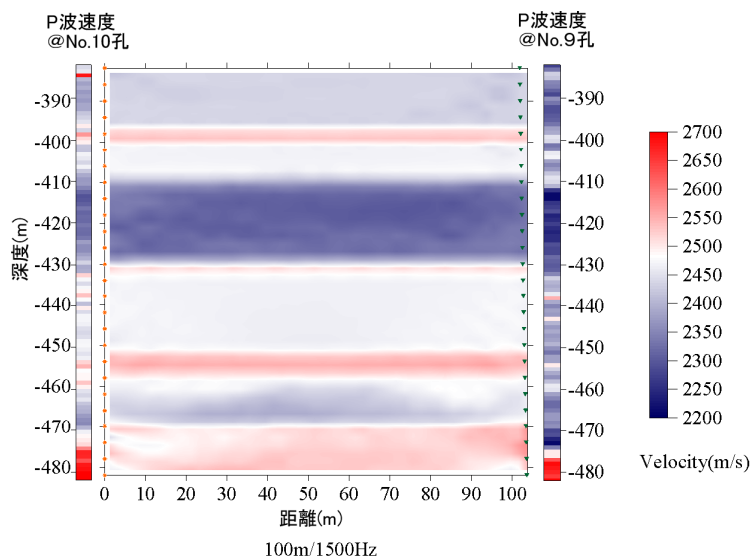
前記の波形データから初動走時を求め、表 5.10.4-3 に示す条件で速度トモグラムを構築した。構築した弾性波速度トモグラムを図 5.10.4-11 に示す。図 5.10.4-11 を見ると、水平方向に連続的な弾性波速度分布が見られ、既存の地質情報（本試験場の地層がほぼ水平成層構造であること）と調和的であることが確認できる。また、本図には、弾性波トモグラムの左右にそれぞれ速度検層の結果も同じカラースケールで表示しているが、500Hz・1500Hz の場合ともに速度検層結果と良い相関性を示している。また、弾性波速度トモグラムを使って弾性波速度差（1500Hz の結果から 500Hz の結果を引いた場合）の分布を算出した結果を図 5.10.4-12 に示す。図 5.10.4-12 を見ると、速度分散が認められる部分（図中、赤色で表示した部分）と、速度が低下した部分（図中で、黒色で表示した部分）も認められる。この原因として、室内試験でも確認されているが、泥岩では速度分散が小さいため、分散以外の要因に影響された可能性がある。Navarro 層群中には石灰岩（カッティングスによると深度 370m～470m 程度）が薄く分布しており、石灰岩で屈折した速い波動が初動付近に混入して初動にずれが生じたことも考えられる。また、水平方向の異方性や 100m の孔間に存在する様々な要因によって、速度分散現象が正しく把握できなかった可能性も考えられる。

表 5.10.4-3 弾性波速度トモグラム構築時の条件

項 目	条 件
モデルグリッドの大きさ	4m×4m (震源位置と受振点の距離 (4m) から)
平均 P 波速度	2.5km/s
モデル速度に対する下限と上限	2.0km/s と 3.0km/s
速度の異方性	(前記のとおり) 異方性を考慮



(1)周波数 500Hz の場合



(2)周波数 1500Hz の場合

図 5.10.4-11 構築した弾性波速度トモグラム

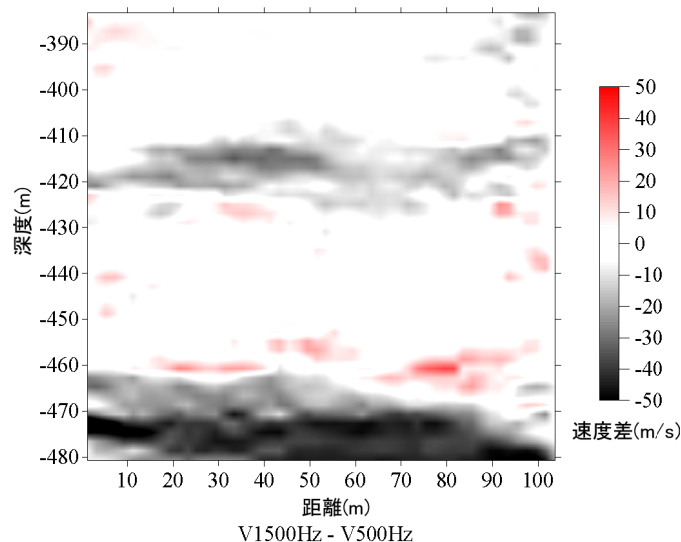


図 5.10.4-12 算出した弾性波速度差分布の結果

5.10.5 透水場の構築

(1) 原位置の透水係数

a. 透水係数の推定

前記のとおり、本試験場においては原位置透水試験を4深度で実施した。しかし、この4深度のうち、弾性波トモグラフィ測定区間内に含まれたのは2深度のみであった。このため、弾性波速度差から透水場を構築するために、弾性波速度差と透水係数の相関を求めるには、分布する地層などを考慮するとデータ数が少なかった。このため、ここでは、次式（Kozeny-Carman の式）と物理検層の結果を使って、深度方向に複数の透水係数の算出を試みた。

$$\frac{k}{d^2} = A * \frac{\phi^3}{(1 - \phi)^2 \tau^2}$$

ここで直径 d の球状粒子の集合体を考えて迂回率 τ を一定とすると、次式のとおり経験的に決められた値で表示することができる。

$$k = \frac{d^2 \phi^3}{180(1 - \phi)^2}$$

ここで、 k : 透水係数, $d = \left(\frac{C}{d_c} + \frac{1 - C}{d_s} \right)^{-1}$: 粒径

d_c : 粘土の粒径 (ここでは, 0.001mm), d_s : 砂の粒径 (ここでは, 0.01mm)

A : 断面積, C : 粘土含有率, ϕ : 間隙率

なお, 間隙率 ϕ と粘土含有率 C については, 図 5.10.5-1 に示すような中性子孔隙率と密度検層の結果をクロスプロットすることによる評価方法から推定した。本方法は, 地層が土粒子 (マトリックス), 一種類の粘土と孔隙中の水で構成されると仮定し, 中性子孔隙率と密度のクロスプロットから間隙率と粘土含有率を推定できる方法である。ここでは, 検層結果として, 両者とも No.10 孔での検層結果を適用した。

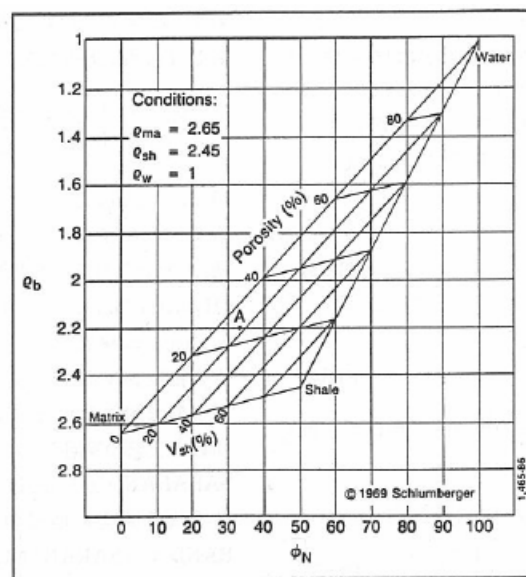
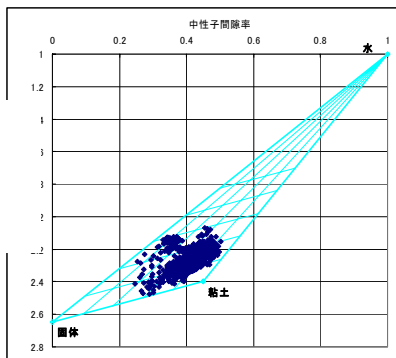


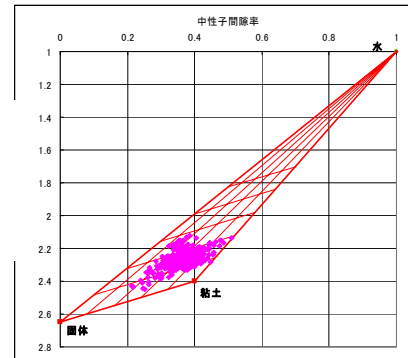
図 5.10.5-1 中性子間隙率－密度のチャート例 (物理探査ハンドブックより)

b. 透水係数の算出結果

前記図 5.10.5-1 に沿って, No.10 孔で得られた中性子間隙率と密度検層結果をクロスプロットした結果を図 5.10.5-2 に示す。対象範囲内には, Navarro 層 (マール／粘土／砂岩) と San Miguel 層 (砂岩／泥岩) が分布するため, これらに区分し, クロスプロットを行った。また, このクロスプロットから推定した間隙率と粘土含有率の結果と, これらの結果から算定した透水係数を図 5.10.5-3 にそれぞれ示す。これらの結果について, 対象範囲内について見てみると, 深度 475m から 500m にかけて, それぞれの値に大きな変化が見られる。また, 検層結果より求めた透水係数は, 原位置で行った透水試験の結果と整合的であった。このことから, 比較点数は少ないが, 検層結果より求めた透水係数は, 妥当な結果であると考えられる。

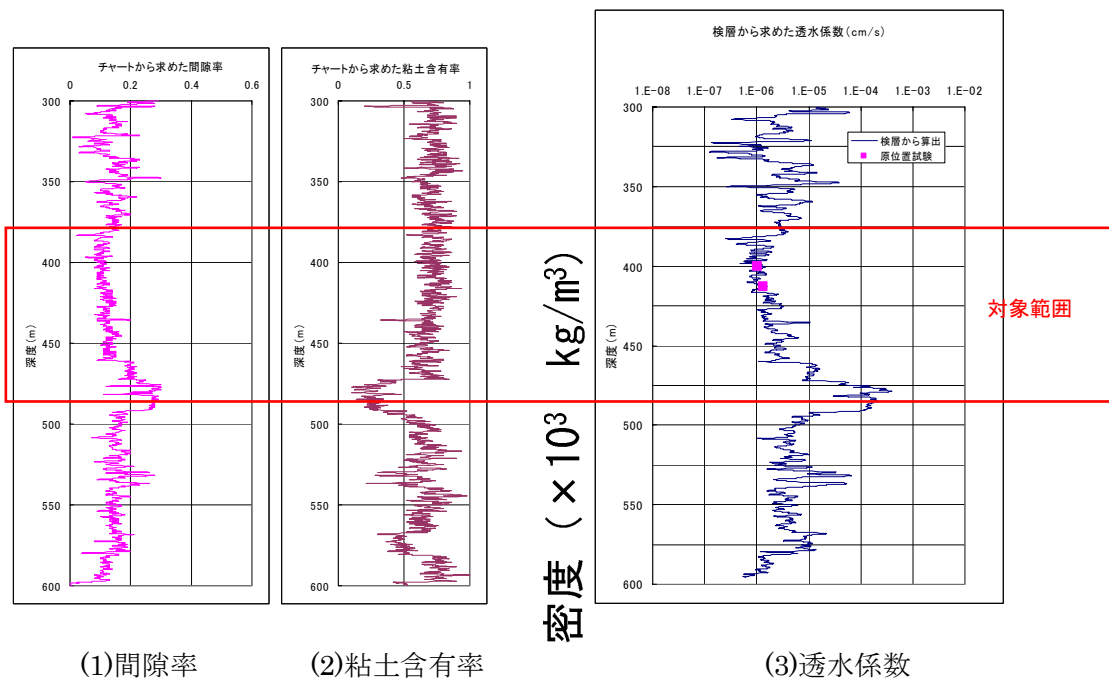


(1)Navarro 層の場合



(2)San Miguel 層の場合

図 5.10.5-2 クロスプロットの結果



(1)間隙率

(2)粘土含有率

(3)透水係数

図 5.10.5-3 クロスプロットから算定した結果

(2) 透水場の構築

まず、弾性波速度の差と透水係数の相関性を把握するために、ここでは、弾性波速度トモグラムから求めた弾性波速度の差と物理検層の結果から求めた透水係数の相関性を求めた。この際、対象範囲の上部 80m がマール、その下 10m が粘土、最下端 10m が砂岩それぞれ分布しているため、岩種ごと（マール、粘土、砂岩）に相関性を算出した。また、相関性は、最小自

乗法による直線近似で算出した。算出した結果を図 5.10.5-4 に示す。また、これらの相関性と構築した透水係数の分布を図 5.10.5-5 に示す。本図に示すとおり、岩種毎には明瞭な透水性の違いが見られるが、同じ岩種内ではあまり透水性の違いが見られなかった。この原因としては次のとおり考えられる。図 5.10.5-4 に示すとおり、各岩種ともにデータのばらつきが大きかったが、相関性を求めることで結果的には平滑化されたことが原因として考えられる。

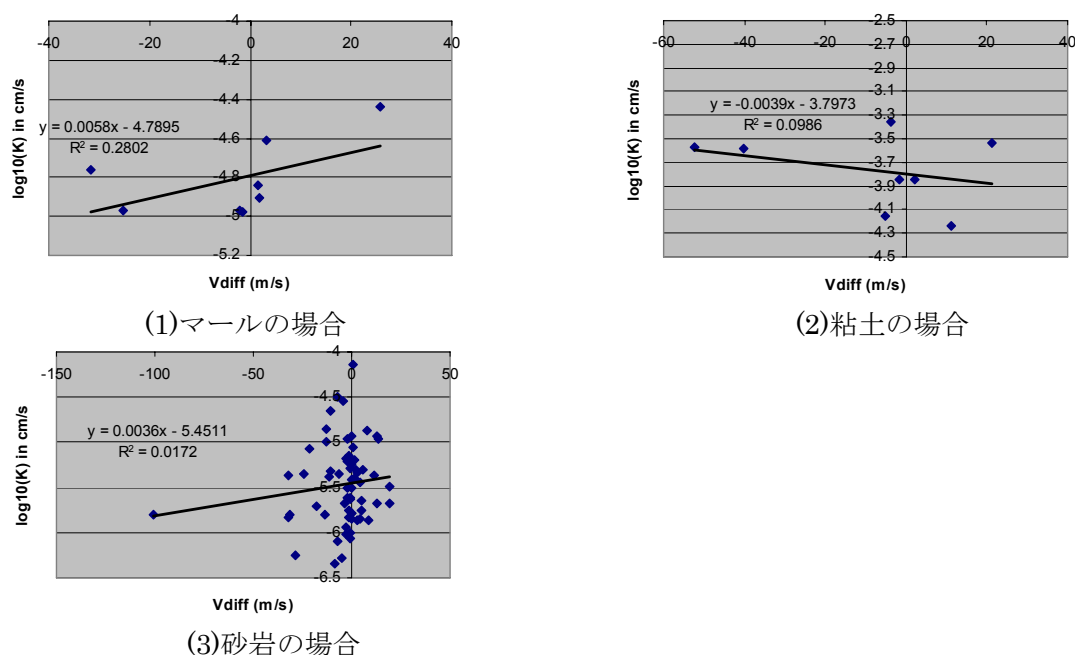


図 5.10.5-4 弾性波速度の差と透水係数の相関（堆積岩環境下での結果）

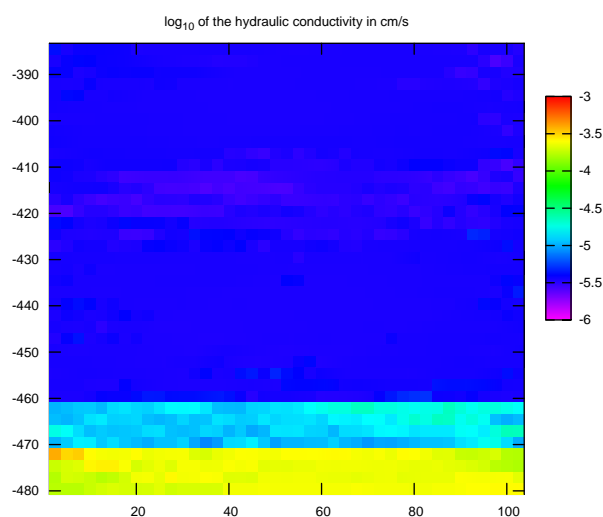


図 5.10.5-5 構築した透水場（堆積岩環境における透水係数分布図）

5.11 原位置試験のまとめ

本章では、室内試験で確認した岩石サンプルスケールの速度分散現象が、原位置スケールにおいても起こることを確認し、この分散現象を利用して、異なる複数の周波数を用いた弾性波トモグラフィとボーリング孔内で水理試験による透水係数の空間分布推定手法の成立性を確認した。地質構造や水理場の不均質性に起因する確認試験の不確実性をできるだけ低減するために、スイスの GTS（グリムゼル試験場）において、1.5m 程度の小スケールにおいて、速度分散現象によって生じた速度差と透水係数との相関によって、ボーリング孔間の空間透水係数分布を推定することができた。本手法で構築した水理場および透水係数は、新たなボーリング孔内における水理試験で検証し、透水係数が $10^{-9} \sim 10^{-11} \text{m/sec}$ の範囲で良好に一致することを確認できた。

スケール拡大については、同じ岩質の GTS において、孔間距離 70m の透水係数分布を構築した。本手法から得られた水理地質構造は、既存の水理地質情報と整合するものであり、本手法によって、空間的な水理場を推定できることを示すことができたと判断できる。

さらに広域の水理場構築に向けて、高エネルギーを発生できる孔内震源を製作し、デバイン試験場において、堆積岩に対して本手法を適用し、長距離孔間における透水場構築を目指したが、高周波の波動の減衰が大きいため、広い周波数帯で計測ができなかったこと、成層構造に起因する速度異方性の影響、花崗岩で適用してきた BISQ 理論に基づく本手法の適性により、花崗岩の場合に比べて明瞭な透水構造を再現できるまでには至らなかった。

以上のことから、花崗岩において本手法の適用性を示したものと判断できるが、堆積岩については、特に頁岩のような速度異方性が大きい地質では、速度差トモグラムと孔内水理試験のデータからだけでは水理場を推定することはできず、物理検層の併用や異方性の検討など多くの手法を使用する必要があった。

なお、本手法は弾性波トモグラフィに基づく決定論的な水理場構築手法であることから、弾性波情報および透水係数情報を同じ重みで取り扱う。また、それぞれのデータに含まれる不確実性が考慮されないため、データの取り扱いを慎重に行うことが必要であると考えた。このような決定論的な手法は、一意解のはずである地質構造を理解するには適切であるが、実際には見えない情報を推定する手法であるため、手法の限界に含まれる不確実性が含まれる。原位置で本手法を使用するには、これらを十分理解した上で、地球統計学のような確率論的な手法と適宜組み合わせることで総合的な透水場評価を行うことが不確実性低減のためにも望ましいものとする。

6. 結論

6.1 手法の評価

本論文では、透水係数の空間分布推定手法について、異なる周波数による弾性波トモグラフィを用いた速度差トモグラムを求め、併せてボーリング孔内で原位置透水試験を実施して、ボーリング孔内の透水係数分布と弾性波の速度差の相関関数から、ボーリング孔間の透水係数空間分布を求める手法を提案した。

この手法は、Biot 理論、BISQ 理論で示されている間隙水で飽和した岩盤中に弾性波が入射してきた場合、弾性波の伝播に伴って間隙水と岩盤の骨格がそれぞれ異なる振動を起こすことにより、入射してきた弾性波の周波数によって弾性波速度が分散することに基づいている。両方の理論を改めて整理すると、Biot 理論は弾性波の伝達方向に対する圧力伝搬に基づいたもので、一般に弾性波トモグラフィで使用される P 波では、一方向の水の動きに感度を持つ。BISQ 理論は、亀裂も含めて、間隙中に P 波が入射することで、伝達方向のほか、圧力変化によって間隙や亀裂から絞り出される間隙水の動きに対して感度を持つものである。花崗岩のような亀裂性岩盤では、キャピラリーの圧力が弾性波の入射によって変化し、内包する流体が移動できる長さによって速度分散が異なることを示している。この仮定は、温度履歴を変えて花崗岩の亀裂を変化させた岩石サンプルを用いた弾性波速度測定によって確認し、弾性波速度分散の周波数は、Dvorkin & Nur(1993)が提案した Squirt Length に相当する亀裂の開口幅に関連することが推察できた。この現象は砂岩のように比較的粒径がそろった堆積岩でも花崗岩と似た現象を示すことも判明した。これは亀裂の内部の水の動きと、間隙内の水の動きが類似していることによるものと推察できる。

以上のように、室内試験の結果から、BISQ 理論で示された間隙水で飽和した亀裂性岩盤における速度分散現象は、岩石サンプルのスケールで起こりうることを確認でき、本理論の現象を原位置に適合できる可能性を示したものである。

本手法を原位置調査に適用できることを確認するために、GTS(グリムゼル試験場)において、花崗閃緑岩中の孔間距離 1.5m 程度の小規模スケールにおいて弾性波速度測定を実施した。ここでは、岩盤中の波動の伝達を重視して、室内試験よりも 1 オーダー低い周波数帯の弾性波で計測した結果、このスケールにおいて、弾性波の速度分散を確認できた。そして、本手法により小規模スケールにおける透水係数トモグラムを作成し、これまで推定でしかなかったボーリング孔間の透水係数の空間分布を得ることができた。ここで得られた透水係数は、新たなボーリング孔からの原位置透水試験によって透水係数分布の整合性を確認し、本手法の成立性を確認した。

スケール拡大についても GTS において、小規模スケールよりも、さらに 1 オーダー低い周波数帯を利用して、70m の孔間で本手法を適用し、弾性波速度差トモグラムを作成して、このスケールにおいても透水係数トモグラムから、空間の透水係数分布を表現することができている。

花崗岩のような亀裂性岩盤においては、亀裂の開口幅と弾性波速度分散の周波数帯が逆比例するとして、花崗岩中の亀裂集中部などの高透水部は開口幅が大きく、結果として弾性波の伝達によって間隙水が動ける距離 (Squirt Length) が大きくなるため、分散周波数は低下することを表していると考えられる。弾性波による探査では、解析できる分解能はフレネルゾーンで制約されるため (例えば、渡辺ほか 1998)、探査の対象となる亀裂の大きさは、波長に比例するため、室内試験から原位置試験に至る各スケールにおいて、それぞれ異なるサイズの亀裂における弾性波の速度分散を検出したものとする。

花崗岩のような亀裂性岩盤では、第 5 章で示した GTS 内の GAM エリアで実施した原位置透水試験を参考にすると、孔口から数 m の範囲で透水係数が 5 桁ほどばらついている。そのため、シアゾーンのような高透水部とマトリックス部のような難透水部のコントラストが大きい。本手法では、弾性波速度差と透水係数の相関を直線近似で求めたため、透水係数と速度差のばらつきが正規化されて、ある程度幅を持った範囲に収めることができたため、亀裂性岩盤の透水係数分布を再現できたものとする。

一方、DTS (デバイン試験場) では、スケール拡大及び地上からの調査技術としての適用性を確認することとしたが、GTS ほど明瞭な透水係数分布を得ることはできなかった。DTS のような堆積岩地域においては、原位置試験では、地質構造がほぼ水平な堆積構造を示したため、速度異方性が大きく、弾性波トモグラフィのデータに異方性の補正を行う必要があったこと、また孔間距離を 100m と大きくしたこと、また、堆積岩ではボーリング孔の維持に鉄ケーシングを挿入しなければならないため、原位置透水試験のポイントを多く設定できなかったことも、弾性波トモグラフィの計測エリア内に十分な原位置の透水試験データを展開できなかった理由である。そのため、並行して実施した物理検層のデータを用いて、ボーリング孔内に透水係数分布を展開せざるを得なかった。

本手法は 1 次データとして実測値の原位置透水試験データを利用し、2 次データとして弾性波速度差トモグラムを用いるが、DTS では物理検層のデータから透水係数を推定したため、原位置の透水試験データに比べて、1 次データの不確実性が大きくなり、結果として、透水係数分布の不確実性が大きくなったものとする。

室内試験では泥岩は明瞭な速度分散を示さないため、DTS のような頁岩を主体とした堆積岩

地域では、弾性波の速度分散が起こりにくかったこと、また、GTS のような亀裂性岩盤と比べて、透水係数分布のばらつきが小さかったため、結果として相関関数の近似直線の傾きが小さくなり、結晶質岩と比べて透水係数分布のコントラストが小さかったことも考えられる。堆積岩への適用については、結晶質岩よりも計測に手間が掛かることや、結果的に透水係数分布のコントラストが小さいことなど、今後解決すべき課題が多く示されたものと言える。

本手法では、弾性波トモグラフィの速度差分布と、孔内透水試験から得られた透水計数値を用いる。このように両者とも固定値としてのパラメータを取り扱うので、作成された透水場は決定論的なものである。決定論的な透水場は、一意の解が得られるため、空間的に理解しやすい。特に、本手法のように地質構造と同時に透水構造を求める場合には、例えばシアゾーンのような破碎帯部が透水性が高く、弾性波速度が速いマトリックス部では透水性が低いことは容易に想像できる。しかし、一方で水理場を再現するための情報が不足している場合、例えば DTS のようにパラメータに不確実性が多く含まれている場合などでは、信頼性に欠ける場合がある。従来からの水理場構築手法では、内挿・外挿による決定論的な手法に加え、クリギングやシミュレーションなどの確率論的な手法で透水場を構築することが行われており、これらとの併用は不確実性低減の観点からも考慮すべきものであると考える。

6.2 発展的課題への適用性検討

ここでは、本手法の発展的な適用方法として、確率論的なアプローチによる透水場の比較検討を行うものとする。これは、決定論的な手法の欠点として考えられる情報の少なさに起因する不確実性の評価ができないことを、確率論的な手法で補完しようとするものである。

また、別のアプローチとして、透水係数分布のみならず、水質の異なる地下水調査に対する発展的な適用性について検討する。これは、放射性廃棄物の地層処分のように長期にわたる地質環境評価が求められる場合を考えて、特に人工バリアの性能に関連する塩分を多く含んだ地下水の影響を物理探査の手法によって評価するものである。弾性波トモグラフィによる手法によって、調査対象となる地域の透水構造を把握することは、将来地下水がどの程度流動するかを評価する上で重要な項目である。この透水性に加えて、塩分濃度が高い地下水がどのように分布し、将来、どう変化していくのかを評価することで、地層処分場の長期評価に適用することができるものとする。

6.2.1 確率論的アプローチ

(1) 地球統計学

地球統計学は、1950 年代に鉱物資源埋蔵量を予測する手法として考案された応用数学の一分野である。空間上で離散的に取得された測定点情報や現象から全体の構造を統計学的に推定・分析する手法である。それら測定情報の相関程度を表し、距離の関数であるバリオグラム (variogram) を用いることが地球統計学的手法の大きな特徴である。

地球統計学的手法の一つとして、決定論的推定法であるクリギング手法がもっとも一般的に用いられ、ガウシアン (Gaussian)・インジケイター (indicator) などの確率論的シミュレーション手法も多く知られている。特に、確率論的シミュレーションの場合、未知の情報に関する推定および予測だけではなく、その推定値および予測値における分散を定量的に評価することも可能である。

(2) 地球統計学的手法の手順

地球統計学的手法による解析は、表 6.2.1-1 に示したように、4 つの手順として行われることが一般的である。まず、調査対象になるデータを選定し、その統計的分析を行う。一般的統計処理によく見られるヒストグラム (histogram)、相関図などが主な結果である。次に、バリオグラムで代表される地球統計学的データ分析を行い、対象データ間の空間的相関分析を行う。求めた相関関係に基づき、クリギングなどの推定およびガウシアンおよびインジケイターシミュレーションなどのシミュレーションを行う。シミュレーションの場合、確率論的に等しい複数のリアライゼーション (realization) を得ることが可能であり、その分散を用いた不確定性の評価も行える。

表 6.2.1-1 に今回の GAM エリアにおける原位置実験データを用いた 1)~4) の各段階における主な結果を示す。

表 6.2.1-1 地球統計学的手法の一般的手順

主な段階	代表的結果	備考
1) 計測データ分析 (Exploratory data analysis)	・ヒストグラム, 相関図, 相関係数など	・連続的データ ・類別された(categorized)データ
2) 地球統計学的データ分析 (Geostatistical data analysis)	・バリオグラム	・自己バリオグラム (auto-variogram) ・相関バリオグラム (cross-variogram) ・インジケイターイバリオグラム (indicator variogram)など
3) 推定およびシミュレーション	・未知情報の推定・予測値 (場) ・確率論的に等しい複数の リアライゼーション (realizations)	・クリギング(kriging) ・Co-kriging ・Sequential Gaussian SIMulation(SGSIM) ・Sequential Indicator SIMulation(SISIM)
4) 不確定性の評価	・複数のリアライゼーションの 平均・分散など	Q-Q 図, P-P 図によるヒストグラムの比較

(3) 地球統計学的データ分析

地球統計学的データ分析は空間相関特性を表すバリオグラムで代表される。バリオグラムはナゲット(nugget), シル(sill), レンジ(range)などのパラメータとして定義される。ナゲットはデータのサンプリング(sampling)数および間隔による誤差を, シルはデータの分散を, レンジはデータ間の相関を持つ範囲(距離)を表す。図 6.2.1-1 に典型的なバリオグラムの例を示す。計測データを用いたバリオグラムを実験的バリオグラム(experimental variogram)と言い, 近似的に求めた理論的バリオグラムと区別することもある。その計算式は式のようなものである。理論的なバリオグラムモデルとしては, 球型(spherical), ガウシアン(Gaussian), 指数型(exponential)モデルなどが代表的である。

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2$$

ここで, N は 2 つのデータペアの数, h はそのペア間距離ベクトル, x, y は観測データである。

地球統計学的データ分析としてのバリオグラムの作成は公開ソフトである VarioWin (<http://www-sst.unil.ch/research/variowin/>) を用いて行う。ここでは, 地球統計学における様々な手法のうち, 物理探査データのようなソフトデータ(直接透水係数に換算できないデータ)の利用に適していると考えられるインディケータシミュレーションやごく一般的なガウシ

アンシミュレーションを用いた。

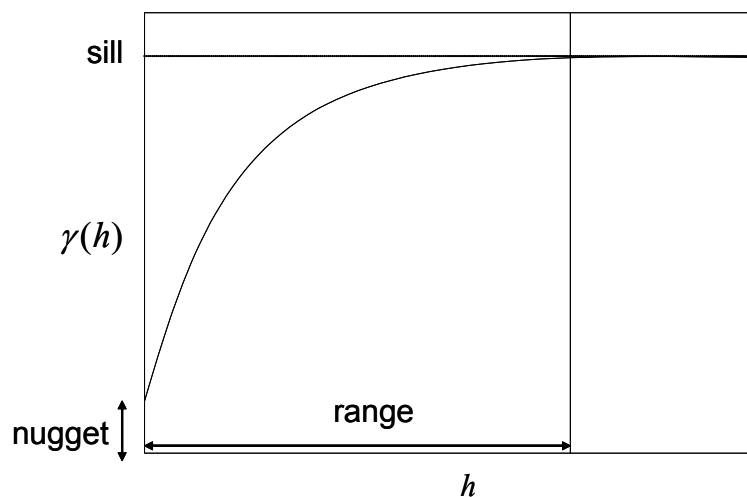


図 6.2.1-1 バリオグラムの一例

数に制約がある調査対象の 1 次データ (primary data) データを補完するため、調査密度の高い 2 次データ (secondary data) を用いることがある。今回は 1 次データとして透水係数を、2 次データとして弾性波速度を用いた。1 次、2 次データを用いた統計分析および相関分析結果を以下に示す。図 6.2.1-2 左図に 1 次データとしての計測透水係数の対数ヒストグラムを、同右図に、2 次データとして弾性波速度差 (31-78kHz) のヒストグラムを示す。

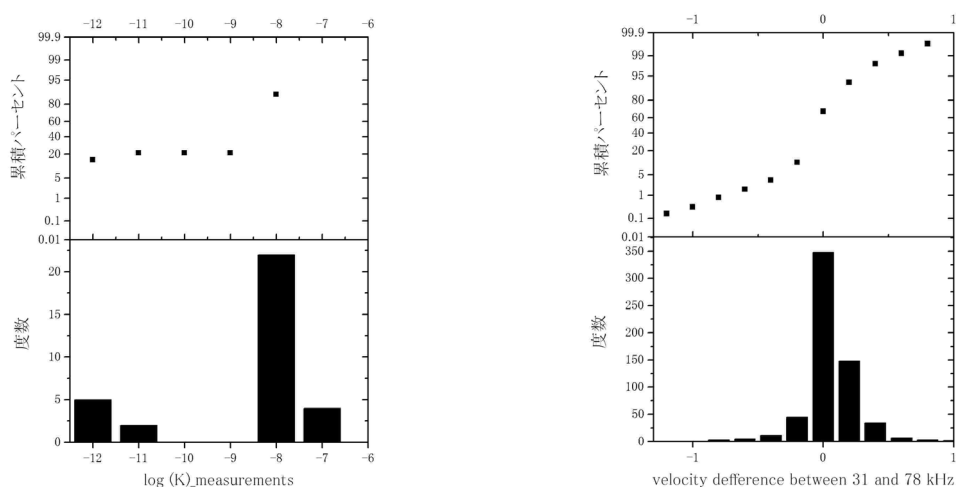


図 6.2.1-2 透水試験の透水係数データと弾性波速度差データ(31-78 kHz)のヒストグラム

図 6.2.1-3 に透水係数および弾性波速度差のバリオグラムを示す。ここでは、異方性は考慮せず、全方向解析結果のみを示す。点は実験的バリオグラムを、線は理論的バリオグラムを表す。理論式への近似には球型(spherical)モデルを、そのパラメータとしては、ナゲット：0.0, シル：1.0, レンジ：0.7 を用いている。

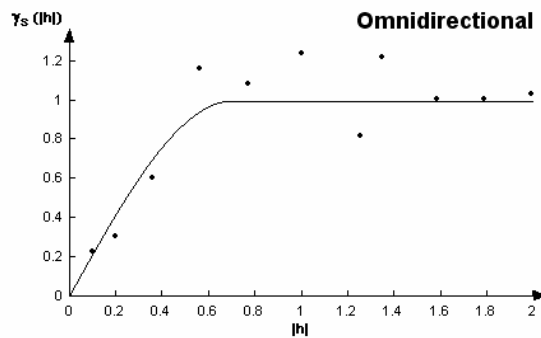
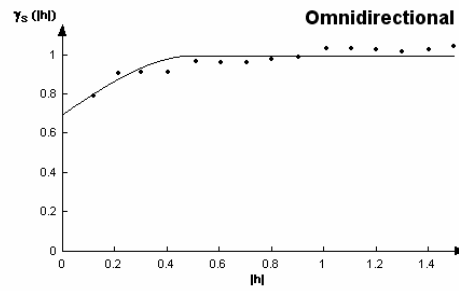


図 6.2.1-3 計測透水係数のバリオグラム

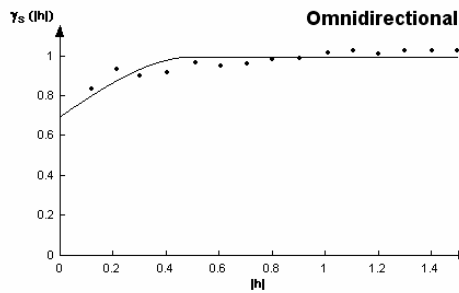
一般的に、地球統計学的なシミュレーションではガウシアン確率変数用いられることが多い。しかし、カットオフ値を用いるインジケイターシミュレーションが用いられることもある。インジケイターはあるカットオフ値より大きい時には1、小さな場合は0を持つ2進数である。類別された確率場または高透水性の破碎帯と低透水性の岩盤部にてオーダー程度の大きな透水係数差が予想される今回の場合などでは、このようなインジケイターを用いる方が効率的である。図 6.2.1-4 にインジケイターバリオグラムを示す。カットオフ値としては、対数透水係数、-11.5, -10.5, -8.0 の3つを用いた。表 6.2.1-2 に各カットオフ値における理論的モデルとその時のパラメータを整理する。

表 6.2.1-2 各インジケイターバリオグラムの理論モデルおよびパラメータ値

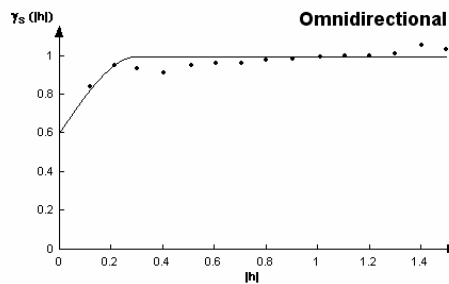
カットオフ (cutoff)値	理論モデル	ナゲット (nugget)	シル (sill)	レンジ (range)
-11.5	球 型 (spherical)	0.7	0.3	0.5
-10.0	球 型 (spherical)	0.7	0.3	0.5
-8.0	球 型 (spherical)	0.6	0.4	0.3



(a) 1st インジケイター, カットオフ値: -11.5



(b) 2nd インジケイター, カットオフ値: -10.5



(c) 3rd インジケイター, カットオフ値: -8.0

図 6.2.1-4 2次データとして用いた弾性波速度差のインジケイターバリオグラム

(4) 透水場の推定およびシミュレーションによる透水場の構築

前記の地球統計学的データ分析結果に基づき, 推定手法またはシミュレーションによって構築した透水場の結果を示す。推定手法としては, 透水係数の計測値を反映でき, もっとも残差の少ない推定方法であるクリギング(kriging)とサンプリング密度の高い2次データを用い, 1次データの予測値の精度を向上させるコクリギング(co-kriging)を用いた。シミュレーション手法としては Sequential Gaussian SIMulation (SGSIM)および Sequential Indicator SIMulation (SISIM)を用いた。

a. クリギングによる透水場の構築

透水試験のみのデータを用いたクリギング手法により構築した透水場を図 6.2.1-5 に示す。相関距離が短い場合と長い場合の例を示している。両ケースともに、透水場は平均化され、高透水性のゾーンで現れるシアゾーンは再現できていないことが分かる。点は計測透水係数を表す。弾性波速度差を補完的データとして用いるコクリギングの結果を図 6.2.1-6 に示す。クリギング結果と比べ、シアゾーンがより明確に再現できることが分かる。

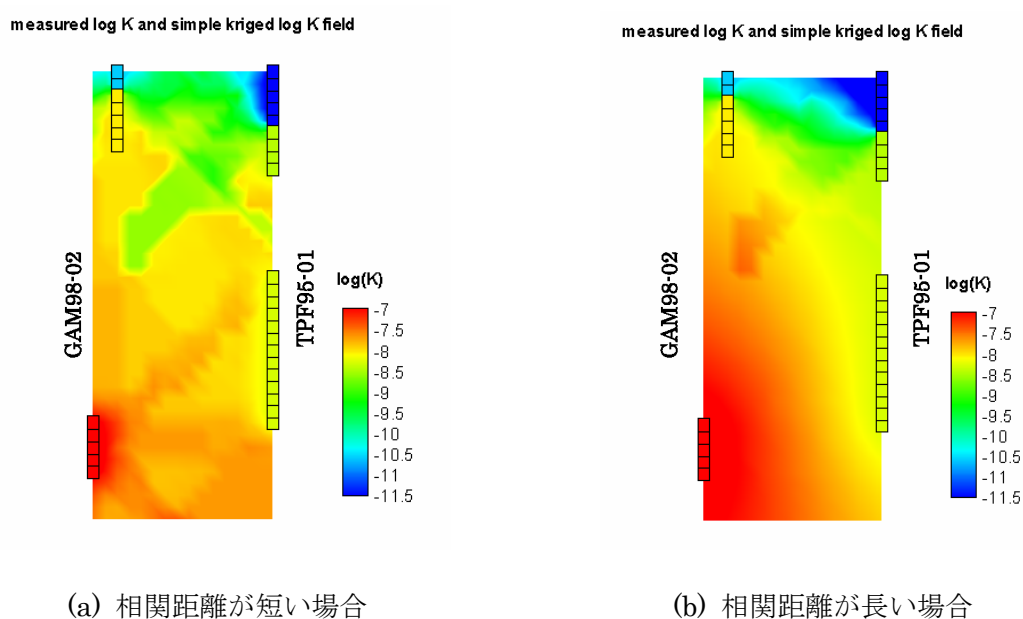


図 6.2.1-5 クリギング手法による透水場の例

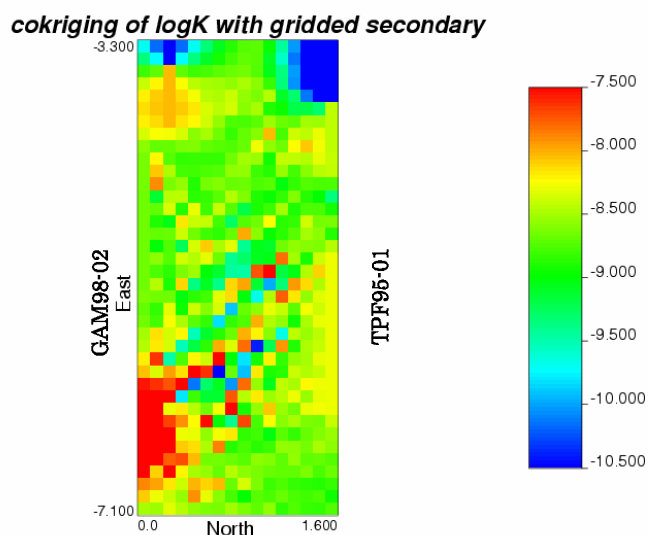


図 6.2.1-6 コクリギング手法による透水場

b. シミュレーションによる透水場の構築

以下よりシーケンシャルシミュレーション(sequential simulation)による水理場の構築結果を示す。ここで、シーケンシャルとは格子点を移動しながら、その点の予測値を周辺の既知の計測および推定値を利用して推定することである。推定にはガウシアン累積密度関数を作成し、乱数生成によって、任意の値を選別する。ガウシアン累積密度関数を用いる場合をガウシアンシミュレーション(SGSIM), インジケイターを用いて累積密度関数を構築する方法がインジケイターシミュレーション(SISIM)という。格子間の移動順番を変えることにより同一点でも周辺の計測値などによって異なる結果を得られる。このことは、確率論的には等しい異なる複数の推定(リアライゼーション)を得ることができる。ここではサンプリング密度の高い弾性波速度差データを2次データとして用いた。図 6.2.1-7 にガウシアンシミュレーションによる透水場、図 6.2.1-8 にインジケイターシミュレーションによる透水場のリアライゼーションの事例を示す。シアゾーンはインジケイターシミュレーションの方がガウシアンシミュレーションに比べて明確に見られる。

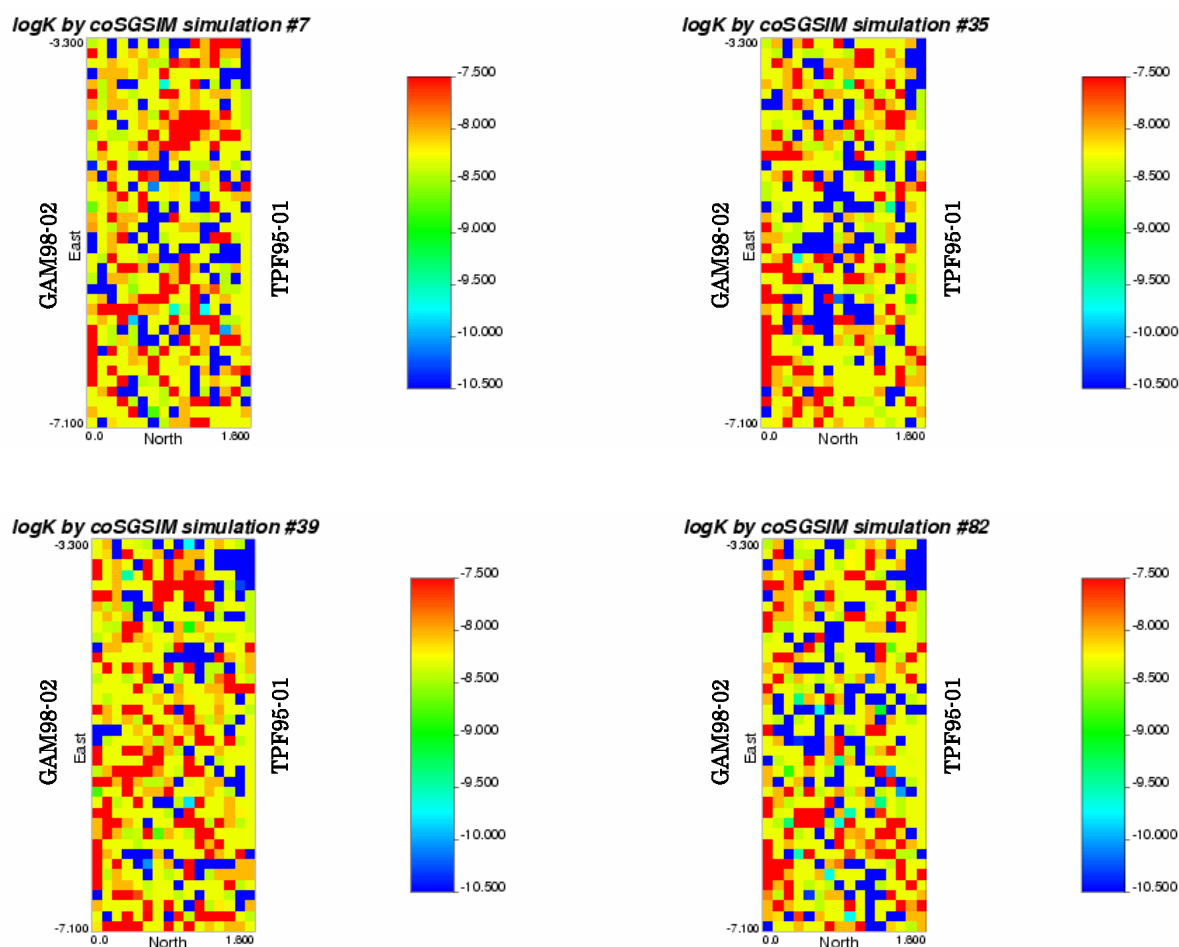


図 6.2.1-7 ガウシアンシミュレーションによる透水場のリアライゼーション例

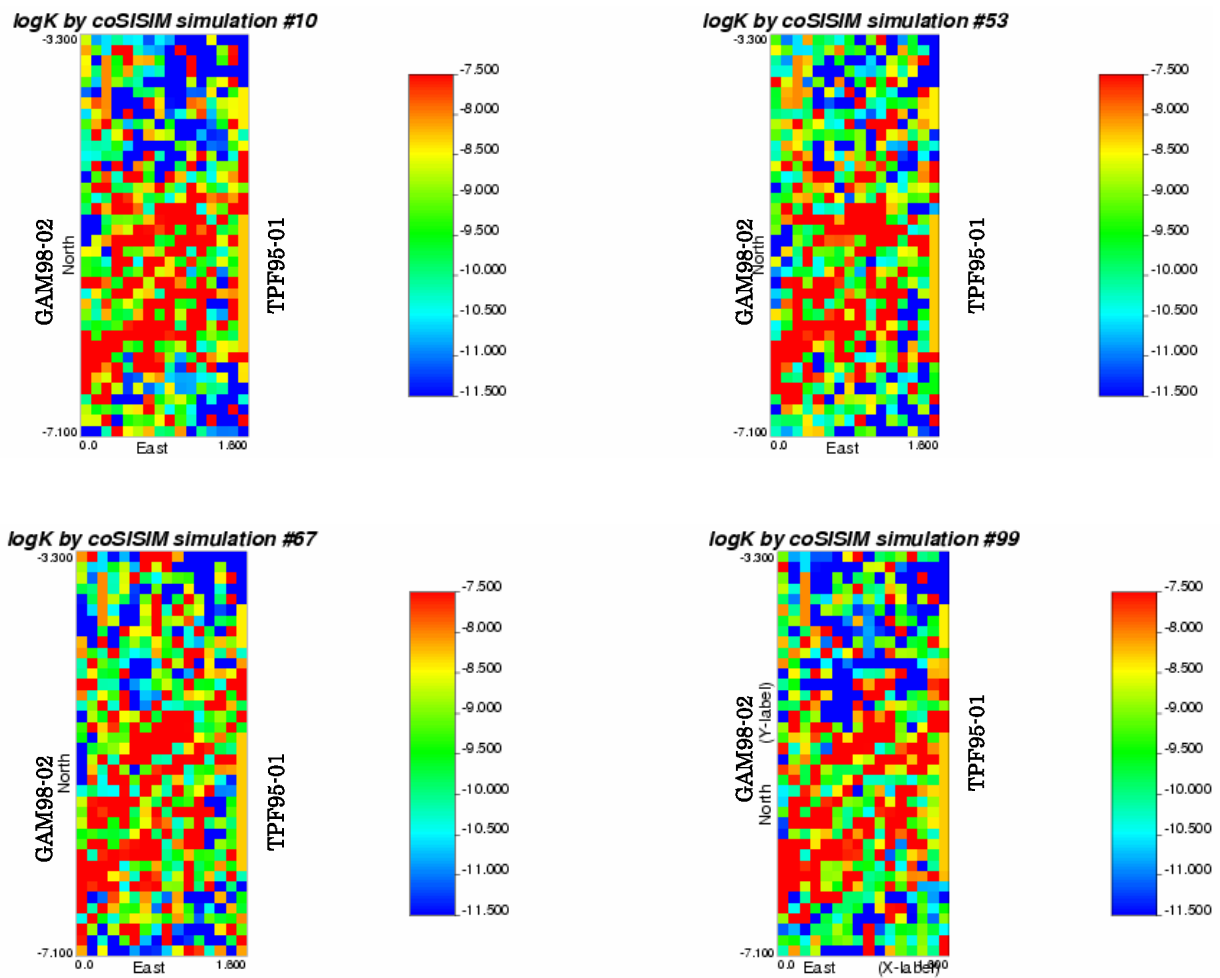
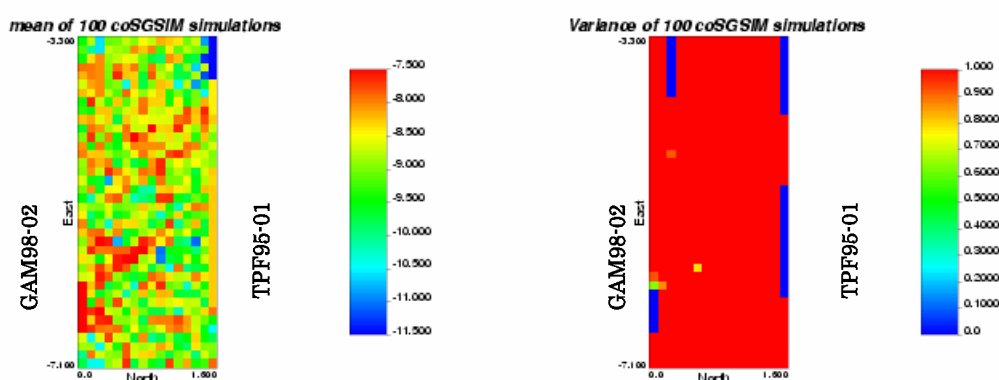


図 6.2.1-8 インジケイターシミュレーションによる透水場のリアライゼーション例

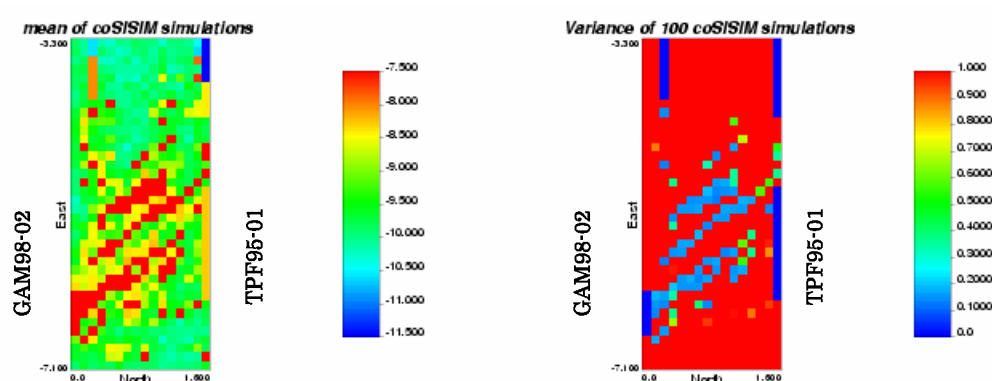
c. 不確定性の評価

クリギングなどの推定手法では決定論的に一意な結果が得られることに対し、シミュレーションでからは確率論的に等しい複数のリアライゼーションを得ることができ、その平均・分散を調べることによって構築した透水場における不確定性を評価することが可能である。図 6.2.1-9 にガウシアンおよびインジケイターシミュレーションによる 100 回のリアライゼーションの平均・分散を示す。分散の場合、赤色が相対的に高分散の不確定性が大きいことを、青色が低分散の不確定性が低いことを示す。

ガウシアンシミュレーションでは、全領域において不確定性が相対的に大きい。一方、インジケイターシミュレーション結果は、高透水性のシアゾーンが認められ、岩盤部に比べ、その不確定性も低い。



(a) ガウシアンシミュレーション



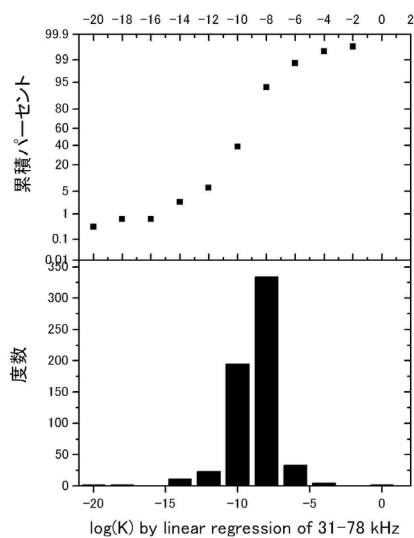
(b) インジケイターシミュレーション

図 6.2.1-9 地球統計学的シミュレーション手法による複数のリアライゼーションの平均(左)・分散(右)

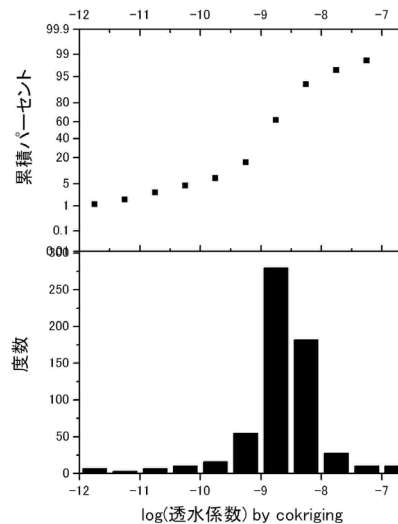
母集団である透水場は未知であるため、異なる各手法間の精度比較は困難である。ここでは各手法によって得られた透水場のヒストグラムを比較することによって、各手法による結果間の特性を定性的に調べることを試みる。図 6.2.1-10 に各々の手法による透水場のヒストグラムを示す。弾性波速度差と透水係数の相関を用いる手法の場合、相関関数を用いたことにより、幅広い透水係数分布が得られている。その他の手法はガウシアンシミュレーションによる結果からは、中央付近に相対的に多い結果になっている。

異なる 2 つのヒストグラムの定量的比較には、それぞれの累積密度を対応させる Q-Q 図がよく用いられる。Q-Q 図にて傾き 1 の直線は同一な分布を表すことになる。図 6.2.1-11 に各手法による結果間の Q-Q 図を示す。コクリギングとガウシアンシミュレーションによる結果よりもっとも直線に漸近した類似な結果が得られている。しかし、これらの比較は異なる 2 つの手法による結果における特性の比較であり、その相対的優越を判断することはできない。推

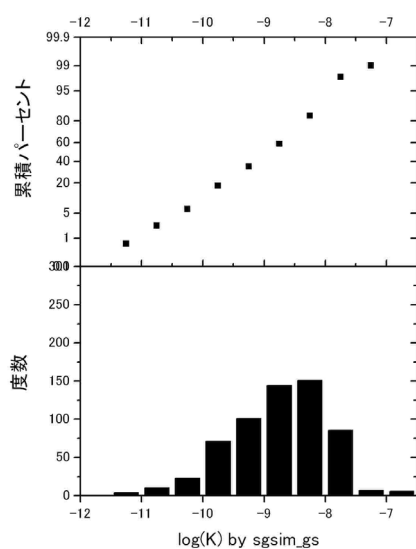
定手法およびシミュレーションの精度を調べる方法としては、既知点のデータを未知と想定し、その予測と行い、既知データと比較する方法などがある。



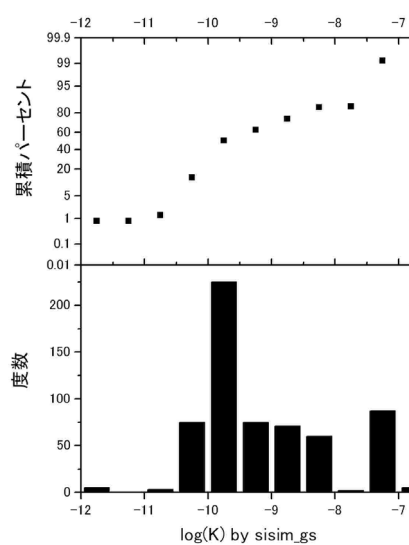
(a) 線形相関による手法(31-78kHz)



(b) コクリギングによる手法

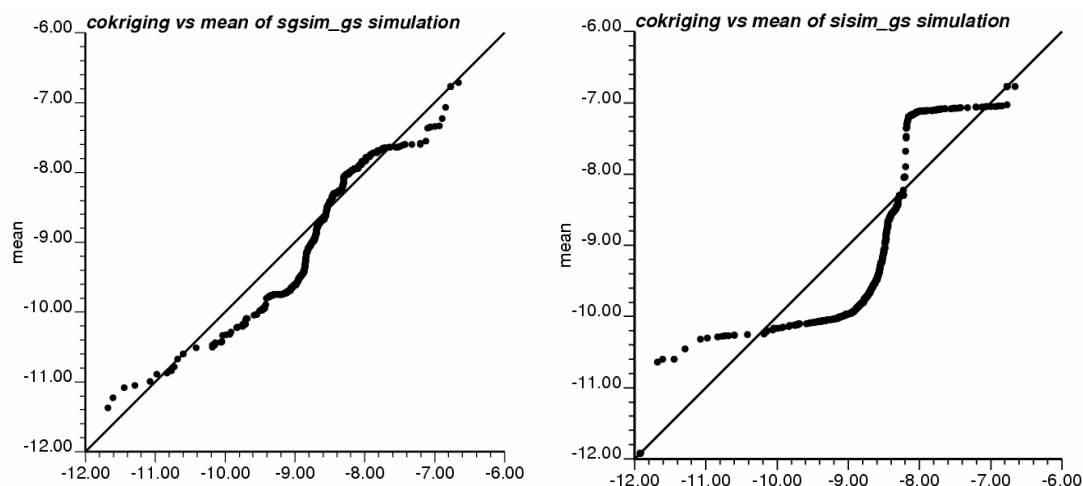


(c) ガウシアンシミュレーション

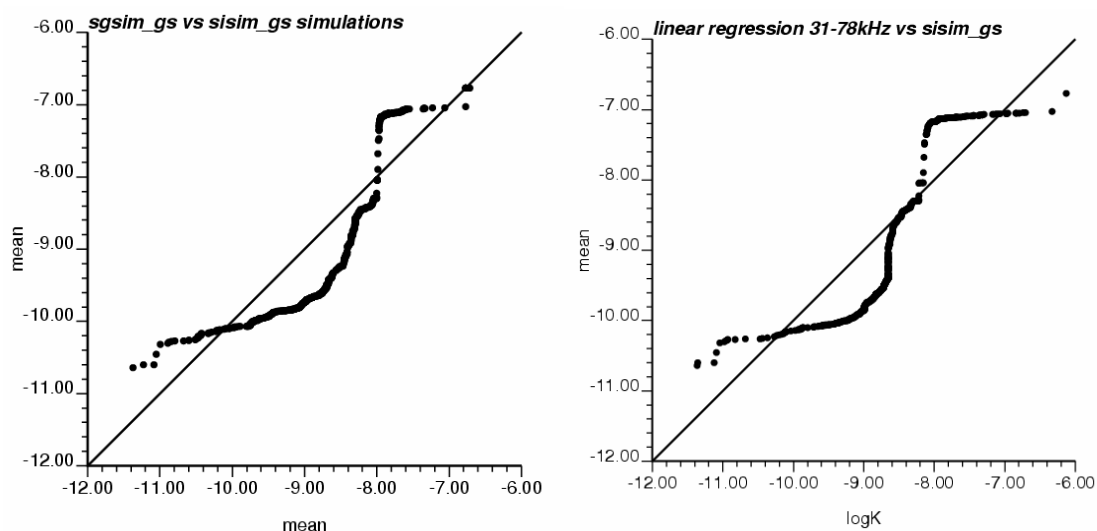


(d) インジケイターシミュレーション

図 6.2.1-10 各手法による透水場のヒストグラム



(a) コクリギングとガウシアンシミュレーション (b) コクリギングとインジケイターシミュレーション



(c) ガウシアンおよびインジケイターシミュレーション (d) 線形相関とインジケイターシミュレーション

図 6.2.1-11 各手法による透水場のヒストグラムの比較図(Q-Q 図)

d. 比較結果

透水トモグラフィ技術の高度化を試み、原位置小規模試験への適用を通して地球統計学的手法を用いた水理場構築を行い、水理場の構築における不確定性の定量的評価を行った。

弾性波速度差と透水係数の線形相関を用いる手法は、相関を用いることによって測定透水係数範囲を超える領域への適用も可能な特徴があり、決定論的に水理場が得られる推定手法である。一方、地球統計学的手法は、線形相関関係による平均化とスムージングの影響を受けず、透水係数の空間的自己相関関係および弾性波速度差を補完的な 2 次データとして用いる手法

である。地球統計学的シミュレーション手法では確率論的に等しい複数の透水場を構築することができるため、それらのリアライゼーション結果を用いた不確定性の評価を行うことが可能である。

弾性波トモグラフィによる手法と、地球統計学的手法を併用した場合は、決定論的に高透水性のシアゾーンを再現することができ、かつ、確率論的に複数のリアライゼーションを得ることができる。決定論的アプローチは地質構造や透水構造が分かりやすい反面、追加調査によって異なった構造が得られた場合に、調査結果全体への信頼性が問われる可能性がある。確率論的アプローチは、確からしい透水構造を得ることができるが、その取扱いには工夫が必要である。

6.2.2 水質評価へのアプローチ

(1) 物理探査に係わる発展的課題

多岐にわたる地質環境調査技術の中において、他の技術と比べて物理探査技術に特徴的な利点は、広範なエリアに適用できること、直接的な観察の不可能な3次元空間の調査・解析・評価に対応可能な技術であり、非破壊測定が可能なことから、調査対象へのインパクトが小さく、繰り返し測定が容易で、物理パラメータの空間分布と経時的変化の把握に利用可能なこと、そして、物理量を取得することから、定量的評価や相関・変換による考察を加えやすいことなどが挙げられる。

一方で、わが国は四方を海に囲まれ、沿岸域における地質調査は、発電所などの重要構造物や将来の地層処分場の立地に向けた適用が想定されるが、沿岸域を対象とした研究や事例はあまり多くなく、沿岸特有の地下水環境に対する理解やその調査・評価技術の信頼性・適用限界などに関しての既往実績や知見は、必ずしも十分とは言えない状況にあることから、沿岸域における地質環境に関する知見の蓄積、一般化・体系化や、そのための調査・評価技術の信頼性構築などが残された検討課題となっている。

(2) 沿岸域の特徴

沿岸域における地下水利用では、都市・産業活動などの用途に利用されていた淡水帯水層に塩水が浸入し、その結果、地下水の水質が悪化し利用価値が低下した事例が数多く認められる。わが国において地下水の塩水化が顕在化し、経済的・社会的に大きな関心事となったのは、1960年頃からとされる（村下,1982；図 6.2.2-1 参照）。これらの多くは、工業用水などの大規模地下水利用に伴い、周辺地下水位の低下を招くとともに、海域部などからの塩水の浸入が

主因となっている。また、その後、多くの地点で地下水利用の規制などの対策を施すことにより、塩水化の進行が緩やかになったり、あるいは水質が回復するなどしている。たとえば、島田ほか(2001)では、過去 100 年間の常磐炭田の操業による深度 1,000m 以上の地下掘削がもたらした、大規模な地下水位低下によって、それまでほとんど流動していなかった低透水性堆積岩中の地下水に新たな流動をもたらし、結果として塩淡水境界を内陸部にまで引き込んだ事例をしめしている（図 6.2.2-2）。また、村下(1982)は、過剰な工業用地下水汲み上げに伴い、内陸域と海域部の水頭圧のバランスが崩れて、富士市内の淡水井戸の塩水化し、後に汲み上げの制限によって再び淡水化する塩水化の消長を示している（図 6.2.2-3）。

わが国では、高レベル放射性廃棄物の地層処分場を沿岸域に立地することを考えた場合、内陸部と比べて以下に挙げる地質環境の有利性が考えられる。

- ・ 島弧からなるわが国では四方を海に囲まれ、立地可能な候補地が豊富。
- ・ 内陸（山岳地）に比べて動水勾配が小さく、緩やかな地下水流動系が期待される。
- ・ 陸水系の流末に近く、地下水流動の下流に都市部（人口密集部）を控える場合などに比べて有利な条件となりやすい。
- ・ 陸域に比べると処分場へのアクセス、輸送が容易で、安全性の確保もしやすい。

ただし、過去の事例からもわかるように、建設～操業～閉鎖の間、かなりの長期にわたって大規模な空洞を地下に置くことになることから、空洞内に流入する地下水によって周辺の地下水頭に影響を及ぼすことが起これば、同様の事象を起こしかねないことに留意が必要となる。

また、富士市の事例にあるように、都市活動によっても周辺地下水質の変化が起きることは珍しいことではない。本事例のような詳細な検討がなされるためには、多くの観測点において経時的な変化を捉えて初めて十分な検討が可能となるものである。地層処分事業においては、ボーリング孔による観測の数は限定的とならざるを得ない。さらに、周辺の地下水質の変動が、何を主因として起こっているかを見極めることは非常に重要なこととなる。加えて、このような場合、処分事業としての調査地区以外の周辺域との比較検討が必要となることも考えられ、環境へのインパクトの少ない非破壊調査技術などにより、ボーリング孔による調査を補って、空間的な変化を捉えられる調査・評価技術への期待が増すものと考えられる。

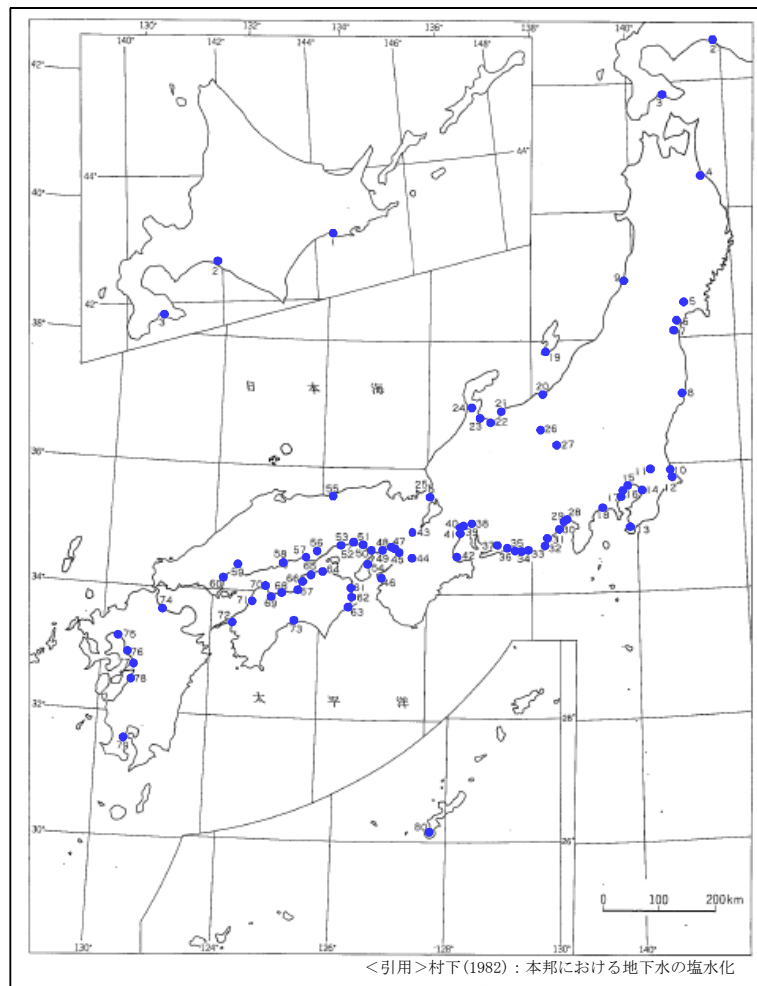


図 6.2.2-1 わが国における地下水の塩水化事例

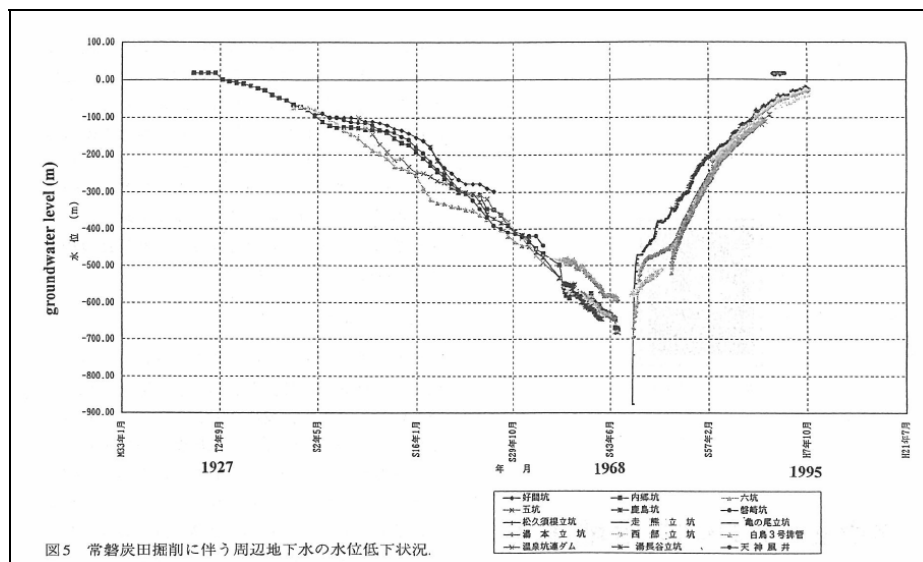


図 6.2.2-2 常磐炭田掘削に伴う周辺地下水の水位低下状況

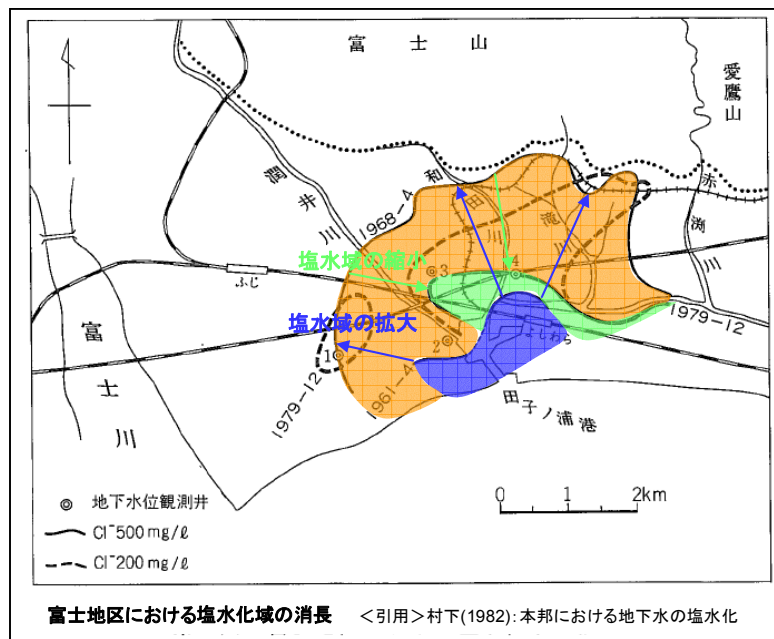


図 6.2.2-3 富士市における塩水化の消長

(3) 沿岸域の調査の留意点

以上のような事例の検討に基づき、沿岸域特有の地質環境を念頭に地質環境調査を行うには、都市開発・住環境としても適地である場合が多く、建設・操業による周辺地下水環境への影響を小さいものとするのが重要となる。また、都市開発等によっても変動する周辺地下水環境の挙動が何に起因し、地層処分事業との因果関係の有無（ベースライン調査）や影響度合いを把握しておくことが重要となる。また、塩水－淡水境界部では、密度（塩濃度分布）の違いを反映して異なる地下水質分布を形成し、それぞれに異なる地化学環境や流動形態となる（上層淡水域の酸化雰囲気／下層塩水域の還元雰囲気）。一方で、塩水－淡水境界部では、活発な密度流が存在する。さらに、地形・地質構造やその形成過程などによって地下水質の分布やその変動が規制される場合がある一方で、大局的な塩水－淡水の境界は必ずしも地質構造に支配されない場合もあることなど、塩水－淡水境界付近に特有で複雑な地下水環境を呈する。

技術的には、図 6.2.2-4 に示すように、地下水流動や地下水駆動力を理解するために、地形・地質構造やその形成発達史、並びに塩水・淡水の影響や塩淡水境界の分布などを考慮することが重要となる。

具体的には、下記に示すような項目に関する調査・評価が必要になると考える。

- ・ 水理地質構造の把握：岩盤および断層の高透水性のみならず低透水の 3 次元分布の把

握

- ・ 地下水駆動力：動水勾配・密度勾配の評価，3 次元的影響範囲
- ・ 地下水流動系：化学的調査と物理的調査の統合化，地史を踏まえた地下水流動場の変遷プロセスの評価
- ・ 拡散場の評価：拡散場の同定，移流場－拡散場境界の把握，核種移行挙動（メカニズム・プロセスの評価）

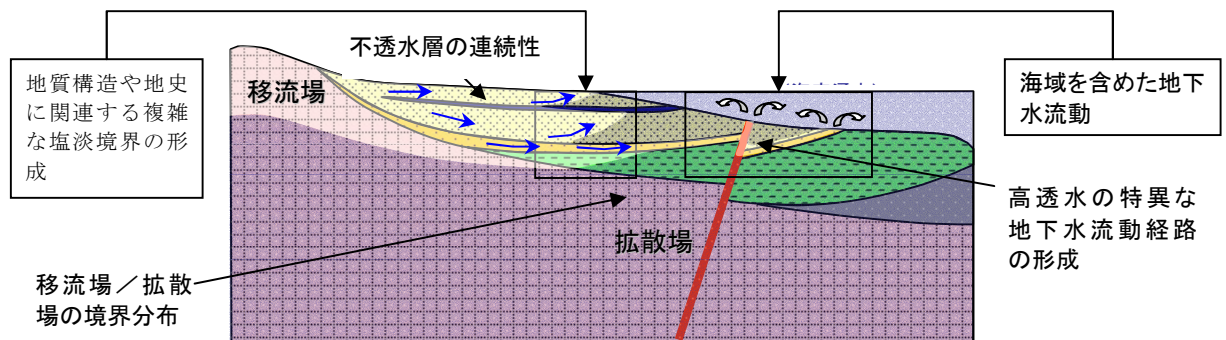


図 6.2.2-4 沿岸域の地質環境課題

(4) 沿岸域の地質環境調査の現状

図 6.2.2-5 に，陸域～海域にかけての調査技術の対応状況を概念的に示す。一般に，調査技術の精度・信頼性の高さと適用可能な調査範囲とは，概ねトレードオフの関係にあり，高い精度・信頼性を求める場合は，狭領域を対象とした調査技術とならざるを得ない。そこで，広領域をカバーする必要がある場合には，高精度－狭領域の調査技術と，低精度－広領域の調査技術を組み合わせ，重点的な箇所を絞り込んでから詳細に検討したり，詳細な知見・情報を広領域調査技術の成果を踏まえながら周辺に外挿するなどの工夫を施すこととなる。

陸域における地質環境調査では，空中写真，空中物理探査，地表物理探査，地表踏査，トレンチ調査およびボーリング孔を利用した各種調査(物理検層，トモグラフィ等)を行うことにより，ボーリング孔近傍の詳細情報から地表探査，空中探査のおよぶ広い範囲まで，精度・信頼性は空間的な広がりが大きくなると相対的に低下するものの，地質環境情報を把握するための一連の調査技術が揃っている。

海域においても，サイドスキャンソナーによる音響画像探査，船上重・磁力探査，音波探

査や近年では海底電磁法等の海上物理探査技術，潜水・潜行調査，ドレッジや柱状採泥器による底質採取技術，海上ボーリングを利用した各種調査など，陸域にほぼ対応する調査技術が存在する。

一方，沿岸域においては，適用可能な技術が少ないことや，これまでに沿岸域の地質構造を厳密に要求するような調査ニーズがほとんど無かったことなどから，適用実績や知見の蓄積があまりそろっていない。

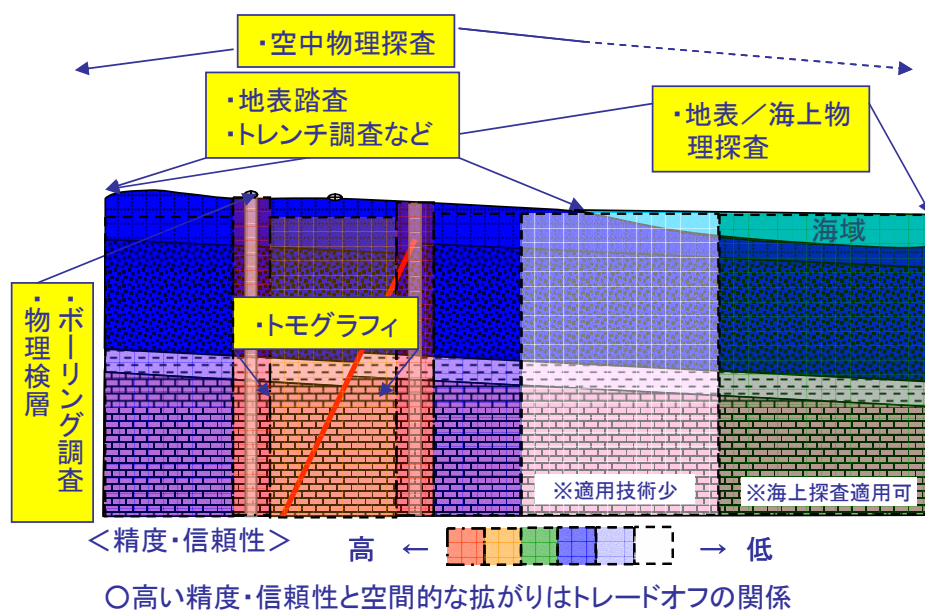


図 6.2.2-5 陸域～海域にかけての調査技術の対応（概念図）

(5) 電磁法による沿岸域調査へのアプローチ

電磁法は，人工的に発生させた電磁波，または自然界にある電磁波を用いて，地下の比抵抗分布から，地下構造を推定する物理探査技術である。沿岸域の地下水環境評価においては，異なる水質が混在し，それが地下水流動や駆動力に影響を及ぼすことが考えられるため，地下水の塩濃度分布や塩水－淡水境界の分布形状等を調査・評価する技術として期待されている。

電磁法を沿岸域で適用する場合に考慮すべき事として，浅海域は波浪の影響や社会活動による電磁波等の高ノイズ環境が予想されること，港湾施設，船舶航行や漁業等に関連する調査の制約がある。（吉村ほか，2002a, 2003a, 2004a,b）は，浅海域における調査環境に適応するために測定機器を設計・製作し，水深 10m から 200m 程度の海域に適用する低床式スタンドアローン型と，さらに水深の浅い波打ち際での測定に使用するケーブル型の 2 種類を開発している（図

6.2.2-6, 図 6.2.2-7)。吉村他(2004d)は、この浅海用測定機器の波浪の影響に関する改良効果を確認する目的で、カリフォルニア州モンテレー市沿岸域で、既存 MT 装置と本研究で新たに製作した低床式スタンドアローン装置を用いた浅海試験を実施している。

浅海域で取得したデータは陸上データと統合して解析することで、沿岸域において連続した比抵抗構造を求めることができることから、海水、大地及び空気層という極めて比抵抗コントラストの大きな媒質が隣接する沿岸域においても十分な精度で解析できる電磁法ソフトウェアを開発し(吉村他, 2002b, 2003b, 2004c)、人工信号源を用いる 2.5 次元解析ソフトウェアと、太陽風などによる自然界の電磁場を利用する MT 法の 3 次元解析ソフトウェアの 2 種類を整備している。

現地試験を実施した場所は、図 6.2.2-8 に示す場所で、Greene and Kennedy (1989), Greene and Hicks (1990)によると、中生代白亜紀の花崗閃緑岩が広く分布し、この岩体の上位及び周辺には海成のシルト岩と砂岩からなる中新世堆積岩類が分布する。そして、これら花崗閃緑岩と新第三紀堆積岩を覆って第四紀の堆積物が分布している。さらに、当該地域の断層構造として、北西－南東方向の走向を有する、モンテレー断層帯が分布し、一部は海域部にも及ぶと考えられている。なお、試験対象のネービー断層の分布位置の信頼度に関して、試験地を含む海岸付近の陸域・浅海域では信頼性は低く波線で表現されている。

吉村ほか(2006)は、図 6.2.2-9 に示すように、新しく開発した浅海域の電磁法装置によって、浅海域の断層を調査しており、断層北東側の堆積岩類および花崗閃緑岩の比抵抗値から岩盤の健全性について述べている。この事例で示すように、海域における電磁法の適用により、断層の分布位置、断層の地下深部への延長、岩盤の健全度／劣化状況といった当該地域の地質環境の理解に対して、既存資料のみからでは入手困難な有用情報を提供することが可能になった。

地層処分事業における地質環境調査では、上述の事例のような、断層の位置や性状に関する情報が重要であるほか、塩水と淡水の空間分布に関する情報が重要である。一般的な水質調査では、既存の湧水や井戸、トンネル、調査ボーリング等からの採水及び水質分析に基づき地下水の水質が検討される。将来の天然バリアとして期待する岩盤の性能を確保するために、設置できる調査ボーリングに限りのあること、利用できる湧水や井戸の存在は地域依存性が高いことなどから、水質に関しては散在的な情報となることが想定され、数 km^2 以上に及ぶ検討対象領域を評価する上で、より多くの情報を取得することは重要な課題である。

Archie (1942) によれば、岩石の比抵抗は、基本的に間隙率、水飽和度、間隙を埋めている水の比抵抗に支配され、間隙率を ϕ 、水飽和度を S 、間隙水の比抵抗を ρ_w とすれば、岩石の比抵

抗 ρ_R は,

$$\rho_R = a \cdot \varphi^m \cdot S^n \cdot \rho_w$$

で表される。ここで、 a 、 m 、 n は岩石の性質に依存する定数であり、 a は迂回係数、 m は膠結係数、 n は飽和係数と呼ばれ、砂岩では $a=0.5\sim 2.5$ 、 $m=1.3\sim 2.5$ 、 $n=2$ が適用されることが多い (物理探査学会, 2005)。また、水飽和率が 100% ($S=1$) のとき,

$$F = \rho_R / \rho_w = a \cdot \varphi^m$$

となり、 F を地層比抵抗係数と呼ぶ。地層比抵抗係数は迂回係数と間隙率の関数であり、岩石の間隙の大きさや形状およびその分布状態を反映すると考えられる。Katsube and Hume (1983) は、粘土鉱物を含まない岩石や地盤にも、液相との並列回路として固相-液相の境界に形成される表面伝導現象を考慮した電気比抵抗モデルが提案しており、これによると、岩石の比抵抗は、

$$1/\rho_R = 1/F\rho_w + 1/\rho_c$$

$$\rho_c = d\rho_s F$$

$$F = a\varphi^m$$

[ここで、 ρ_c : 表面容積比抵抗 (媒質の比抵抗)、 F : 真の地層比抵抗係数、 d : 間隙の幅、 ρ_s : 表面比抵抗]

となる。

鈴木 (2003)は、わが国の火成岩類や堆積岩類の試料を用いて、間隙水を様々な濃度の KCl 溶液で置き換えた比抵抗測定を実施し、Archie (1942)、Katsube and Hume (1983)の関係の成立する範囲の確認を行っている (図 6.2.2-10)。これによると、火成岩類および堆積岩類に共通して、下記が成立性するとしている。

- ・ 各種岩石の試験を通して得られる測定結果は、Katsube and Hume モデルに基づく岩石試料比抵抗の実験式と整合的である。
- ・ 岩石試料比抵抗は、間隙水が淡水の領域になると、その比抵抗に関係なく一定となり、表面容積比抵抗 ρ_c の効果が確認された。
- ・ 間隙水の比抵抗が $1\Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗の場合、岩石試料比抵抗と間隙水比抵抗の関係は比例関係にあり、この範囲であれば Archie の式が成立する。

吉村ほか(2006)は、これらの既往の研究報告を踏まえ、北海道幌延町に位置する (独) 日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター周辺の地域で電磁法の適用試験を実施し、地下水の塩濃度を推定する手法を検討している。当該地域は、新第三紀の声間層、稚内層といういずれも均質な泥質岩からなる地層が分布する地域であり、地下深部に塩濃度の高い地下水の存在が知られている (核燃料サイクル開発機構, 2005)。現地試験には 3 次元電磁法 (AMT 法) を適用して 3

次元解析を行っている。

電磁法解析結果に基づく推定値と地下水サンプル及び孔内電気伝導度検層結果による測定値の対比を図 6.2.2-11 に示す。同図から次のことが読み取れる。

- ・ 間隙水（地下水）比抵抗値 $1\Omega \cdot m$ 以下，すなわち塩濃度の高い領域では，電磁法結果に基づく算出値と地下水サンプル・孔内電気伝導度検層結果による測定値とは良好な相関をなす。
- ・ 間隙水（地下水）比抵抗値が $1\Omega \cdot m$ 以上，すなわち塩濃度の低い領域では，算出値と測定値のバラツキが大きく，概して測定値よりも算出値は低く見積もられる傾向にある。

すなわち，塩濃度の高い領域では，Archie(1942) の式に基づき，電磁法によって得られる比抵抗値から地下水の塩濃度の推定が可能なが示される。また，塩濃度の低い領域で地盤比抵抗からの算出値が低い傾向にあるということは，間隙水比抵抗の影響が小さくなり，代わって表面容積比抵抗の効果が強くなるという Katsube and Hume モデルが成立することが示唆される。

以上の検討から，地下水の塩濃度を推定するためには，間隙水比抵抗 $1\Omega \cdot m$ 以下の領域では，地盤の比抵抗，地層比抵抗係数，水飽和度が求められれば，地下水の塩濃度が推定できる可能性があると考えられる。このことは，一般的な海水の比抵抗が $0.3\Omega \cdot m$ 程度であることから，淡水－汽水領域の下位に存在する海水や古海水，化石海水などを対象とする場合には，電磁法の適用と地層比抵抗係数を推定する他の手法とを併用することで，塩水領域の塩濃度分布や塩水－淡水境界の空間形状が推測できる可能性が示される。迂回係数や間隙率は，一般に岩石種や岩石密度，弾性波速度などとの相関が強い物理パラメータであることから，ボーリングコアに基づく地質区分や岩石試験，検層データ，弾性波探査，トモグラフィなどの調査手法との組み合わせにより推定できる可能性があると考えられる。特に地層処分場の建設，操業，閉鎖，そして閉鎖後の長期安全評価を念頭にした場合，地下水の変動に関するパラメータとして岩盤の透水係数，高塩濃度の地下水分布の現状把握は重要である。そのためには，弾性波トモグラフィによる透水係数の空間分布を基に，電磁法技術などによって，塩分濃度の異なる地下水の 3 次元分布と組み合わせ，さらに様々な地質調査によって得られた空間情報を適宜組み合わせて，より信頼できる評価が行われるものと期待される。

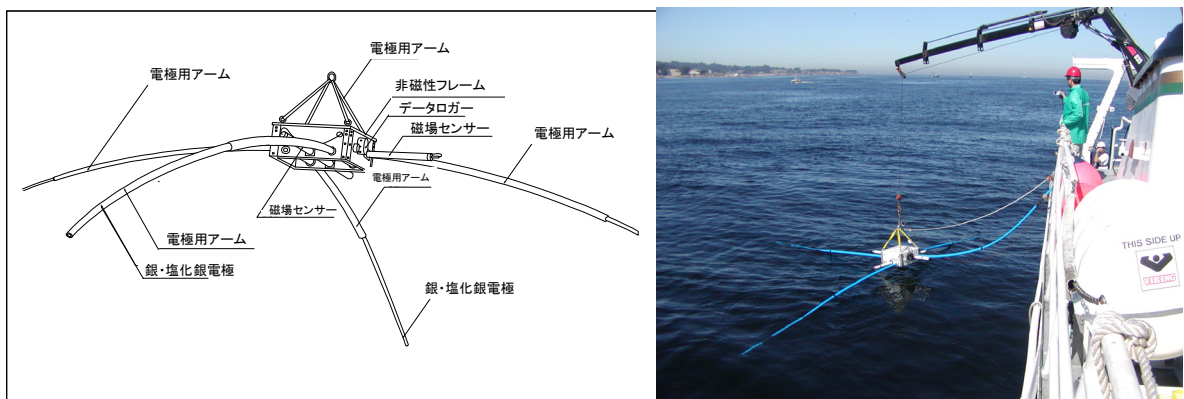


図 6.2.2-6 海底電磁法受信装置（スタンドアローン型）と機器設置状況
(吉村ほか (2006) より引用)

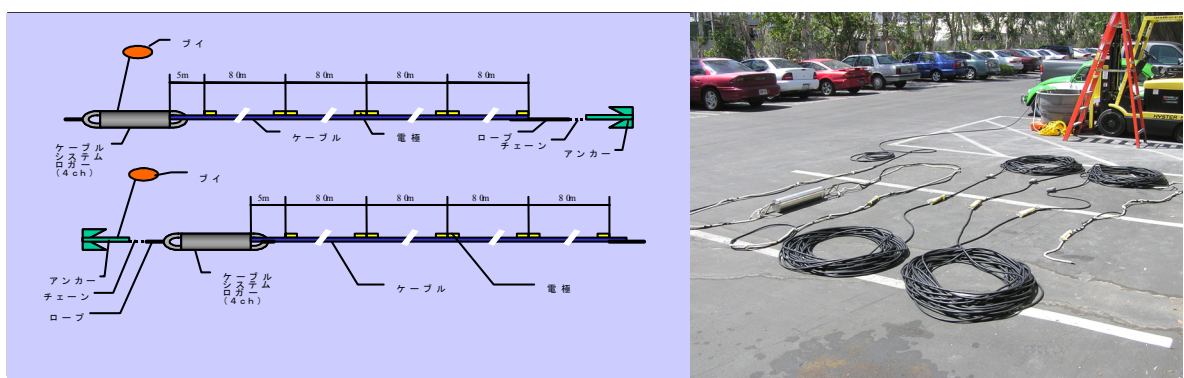


図 6.2.2-7 浅海用海底電磁法受信装置（ケーブル型）(吉村ほか (2006) より引用)

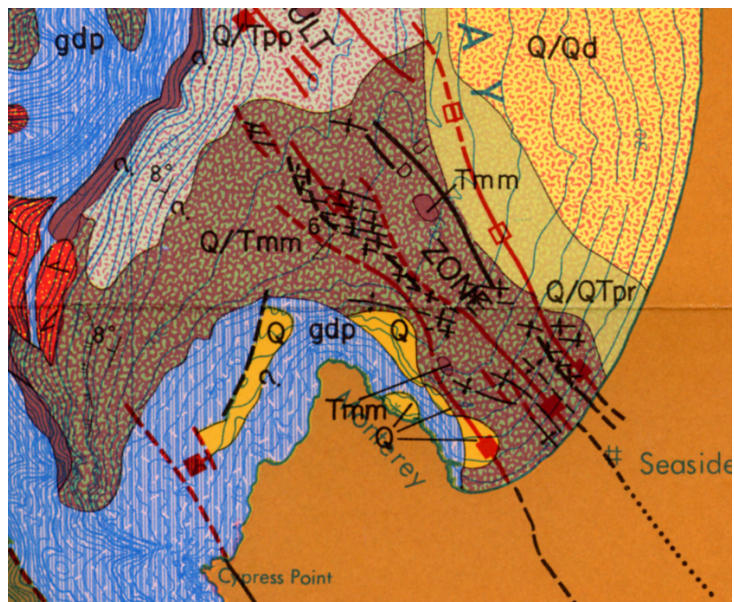


図 6.2.2-8 モンテレー湾地質図および試験場所 (Greene and Kennedy, 1989; Greene and Hicks, 1990 より転載および加筆)

(図中記号説明 Q:第四紀未固結堆積物, Q/Qd:三角州堆積物, Q/QTpr:鮮新世及び更新世未固結堆

積物(層厚 3m 以上), Q/Tpp:鮮新世の砂岩・シルト岩, Tmm:中新世の砂岩・泥岩, Q/Tmm: 中新世の砂岩・泥岩(層厚 3m 以上), gdp:花崗閃緑岩 赤線:第四紀層を切る断層, 赤破線:同推定部, 黒線:第三紀層かそれ以前の地層を切る断層, 黒破線:同推定部).

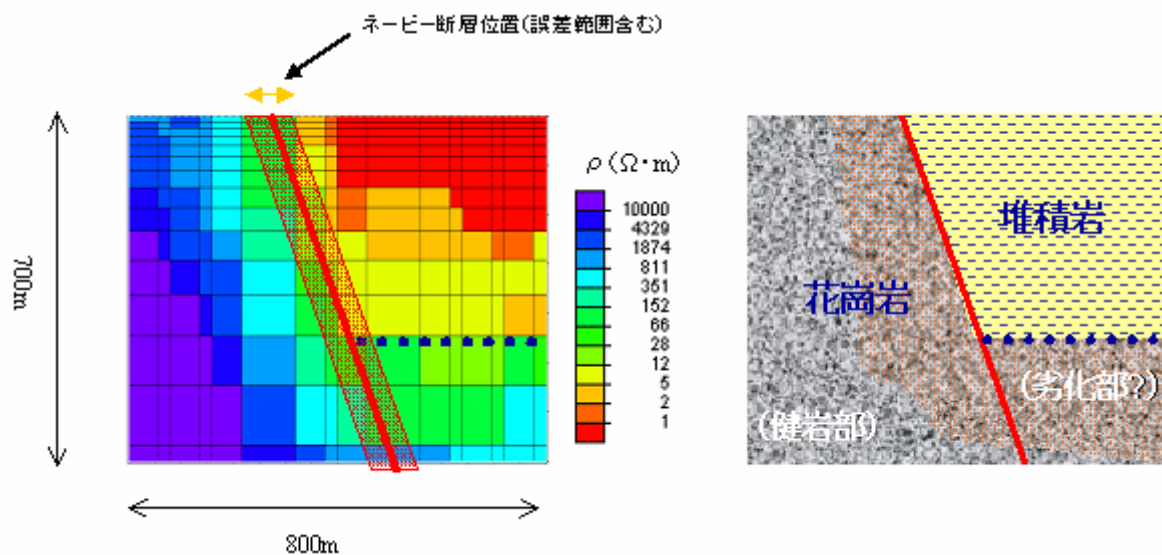


図 6.2.2-9 電磁法解析結果の解釈 (吉村ほか (2006) より引用)

(150Ω・m 付近を境に, 比抵抗構造が変化しており, これは堆積岩と花崗岩類への岩相変化に対応するものと解釈される).

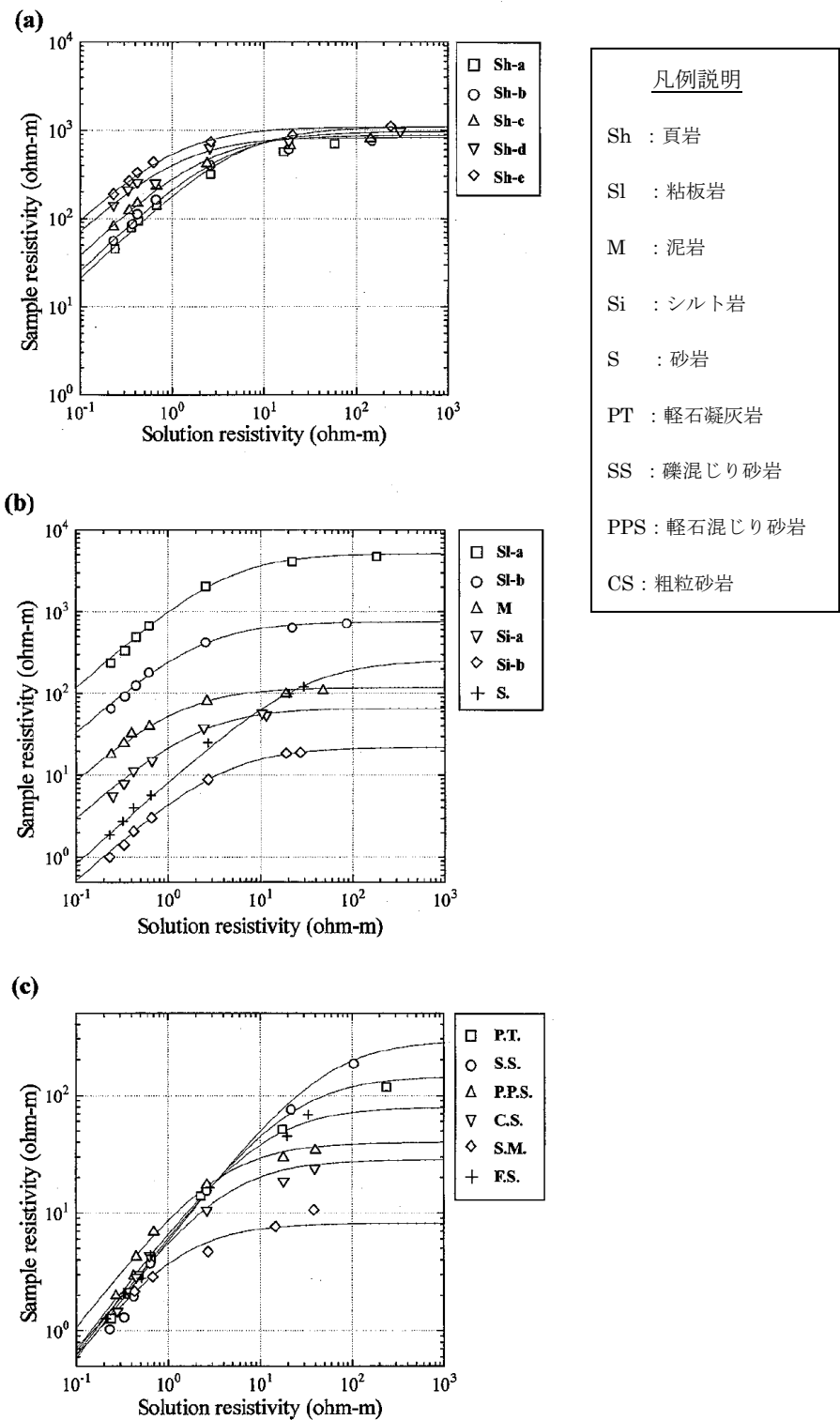


図 6.2.2-10 岩石比抵抗－間隙水比抵抗の関係（鈴木，2003 より引用；堆積岩の例．図中の実線は，間隙水 $1 \Omega \cdot m$ を示す．それ以下では， Archie(1942) の関係が成立し，岩石比抵抗値と間隙水比抵抗値が比例する．図中の破線は，間隙水 $10 \sim 100 \Omega \cdot m$ の範囲を示す．この領域では，間隙水比抵抗値(ρ_w)に関係なく，岩石比抵抗値が，ほぼ一定の値を示すようになる．).

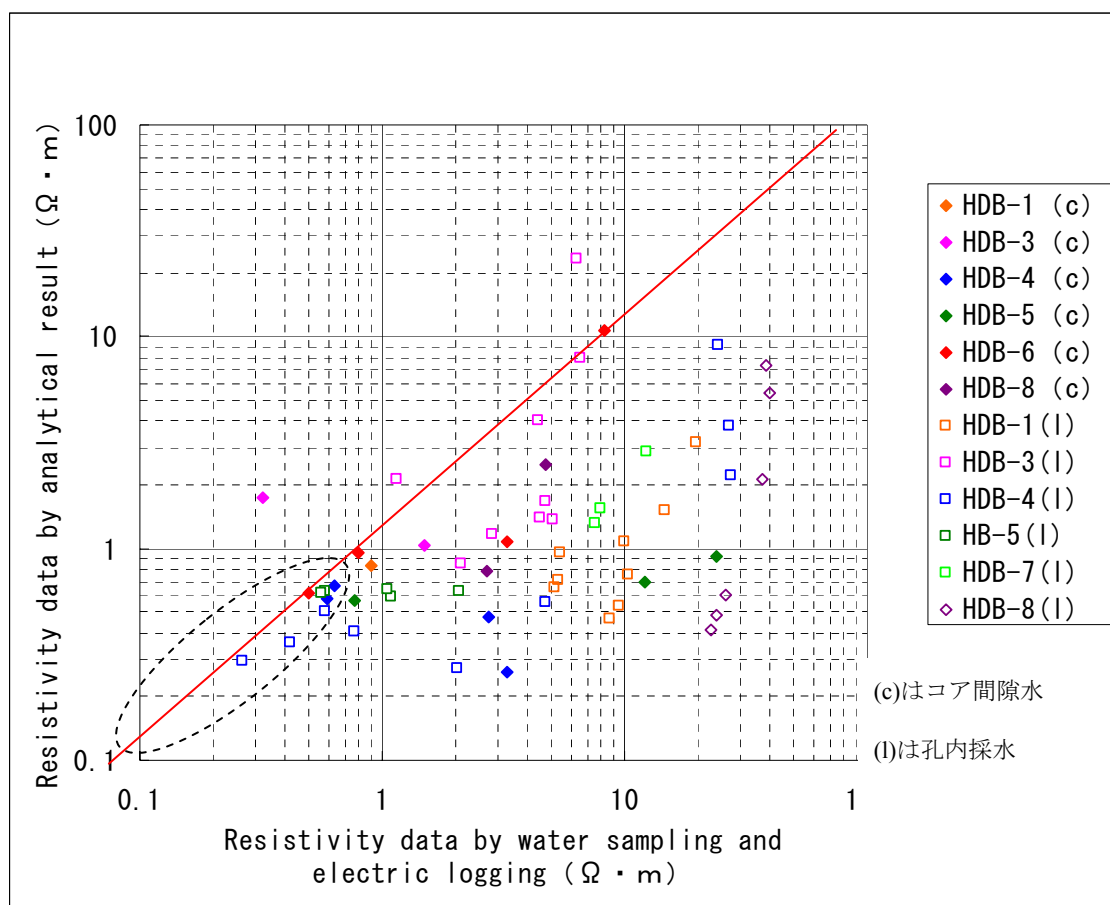


図 6.2.2-11 3次元電磁法解析結果に基づく地下水比抵抗値（推定値）と実測地下水比抵抗値との対比（迂回係数を 2.5 と仮定，吉村ほか(2006)より引用）。

6.3 研究のまとめ

本研究は高レベル放射性廃棄物地層処分事業における地質環境調査への反映を目指して進めてきたものである。高レベル放射性廃棄物の処分は、将来世代に負の遺産として負担をかけないためにも、原子力を利用したわれわれの世代が考えなければならない問題である。高レベル放射性廃棄物が天然のウランと同等の放射線レベルになるまで地表の施設などで人間の管理下におくことは、地震などの自然災害や戦争などの危険にさらされる恐れがあるため大変困難である。人間の生活環境から遠ざけて安定した地層中に廃棄物を処分する地層処分は、これまで国際機関や世界各国が考えてきてたどり着いた、実現性の高い処分方法である。

これまで述べてきたように、放射性廃棄物の地層処分の安全評価や沿岸域の地下水質変動の評

価など、われわれが直面する深部地下環境の調査・評価には、現状の性状認識と将来の変化への備えとして現世代が考えておくべきものである。地下水は物質移行の媒介として重要な役割をもち、地層処分場であれば放射性核種の移行に関連し、沿岸域の地下水については社会生活に必要な不可欠な資源として位置づけられる。

本手法は、このような地下水の長期変動を予測するに当たり、岩盤中の地下水移行パラメータとして利用される透水係数を空間的に把握する手法として開発してきたものである。この手法により、これまで点や線での透水係数分布の把握が、物理探査によって空間的に広がったことで、迅速にかつ経済的に水理場の推定ができるようになり、また、本手法と既存の調査技術を適宜併用することで不確実性が少ない水理場の推定ができるものとする。

物理探査は、本手法のように弾性波の特性を利用したものほかに、電氣的、電磁氣的なアプローチや近年開発が進んできた岩石のミクロ構造をマクロに適用する岩石物理学のような総合的な評価手法がある。

本研究では、間隙弾性論を基にした検討を行い、いくつかの地質・岩種、スケールにおいて実証試験を行ってきたが、検討の中にも、ボーリング調査による詳細な地質情報、原位置透水試験による詳細な水理データ、電磁法探査による電氣的なアプローチとの組み合わせ、岩石物理学の手法による堆積岩の透水係数分布の推定など、他手法との適切な組み合わせがあつて成立性を示すことができたものである。このように、各分野の情報を適切に利用することで、より信頼できる技術となるべく、本手法はその歩みを始めたばかりであり、今後の発展を鑑みるとさらなる適用性の実証と経験が必要であることは自明の理である。

発展的課題として、本章で、確率論的な透水場の評価手法および沿岸域の地下水に関する課題について提案してきたが、ここで挙げた以外の分野においても本手法が適用され、社会に貢献できることを願うばかりである。

謝辞

本研究を進めるに当たり、京都大学大学院工学研究科、都市環境工学専攻の大西有三教授には、研究の方針から本研究の根幹となる理論的背景、室内試験、原位置試験など多岐にわたるご指導を頂いた。特に物理探査技術者が見落としがちである実社会への技術の適用について、地層処分事業への反映を念頭に、技術のユーザーの観点から技術開発をご指導頂き、ここに深く感謝申し上げる次第である。京都大学大学院工学研究科、社会基盤工学専攻の松岡俊文教授には、本研究の基盤技術である弾性波トモグラフィの理論的背景ならびに探査手法としての技術的評価を通じて、物理探査の適用性に関するご指導を頂いた。さらに、京都大学大学院工学研究科、都市環境工学専攻の西山哲准教授には、間隙弾性論の理論展開と原位置への適用方法について、適切なご指導を頂き、特に原位置計測に当たっては適切な助言を頂いた。ここに深く感謝申し上げる次第である。

また、東京大学大学院工学系研究科の六川修一教授には、高エネルギー震源開発について技術的サポートを頂いたほか、社会への技術の貢献について貴重な助言を頂いた。京都大学大学院工学研究科、都市環境工学専攻の上原真一助教、矢野隆夫技官ならびに都市環境工学専攻の大西研究室の学生諸君には、様々な種類の岩石サンプルを用いた室内試験を手伝って頂き、本研究の重要な成果である弾性波の分散現象を捕らえることができた。(株)大林組の安藤賢一博士、Patrick Bruines 博士、電源開発(株)の奥村裕史氏、NAGRA 社の Stratis Vomvoris 博士、東電設計(株)の大久保秀一氏、武田康人氏、応用地質(株)の坂下晋氏、林俊夫氏、(財)原子力環境整備推進・資金管理センターの岡崎幸司氏、(株)ダイヤコンサルタントの藤原八笛氏には、弾性波トモグラフィの原位置試験および原位置の透水試験に際し、多大なご協力を頂いた。また、本研究は経済産業省の委託研究の中で筆者が進めてきた研究成果の一部を活用させて頂いており、図面等研究資源をご提供下さった経済産業省資源エネルギー庁放射性廃棄物等対策室、そして研究推進にあたり適切な助言を頂いた、高精度物理探査高度化調査評価委員会の各委員の方々、研究を進めさせて頂いた(財)原子力環境整備促進・資金管理センター、以上の皆さまには心から感謝申し上げます。

最後に、研究期間中、温かく見守ってくれた最愛のわが家族、奈美子、彩香、春菜、龍太郎に感謝する。

参考文献

第1章

総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会：第1回廃棄物安全小委員会資料3-1

原子力発電環境整備機構(2003)：地層処分その安全性

原子力発電環境整備機構(2002)：高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する
区域の公募関係資料-3

核燃料サイクル開発機構(1999)：わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性
-地層処分研究開発第2次とりまとめ-, JNC TN1400 99-23

Yoshimura K., Ando K., Adachi T., Fujiwara A., Ohuchi J., Tsuboya T.,(2003): Development of
the Site Investigation Flow Diagram in Geological Disposal, 10th International
High-Level Radioactive Waste Management Conference, Proceedings 76-82

吉村公孝, 安藤賢一(2004)：地質環境調査における信頼性向上の検討, 物理探査 第57巻第4
号 337-350

安藤賢一, 安達哲也, 吉村公孝, 武内邦文, 井尻裕二, 堀尾淳, 鈴木康正(2003)：サイト選定に
おける調査～評価の体系化: IT ベースの調査システムフローの試構築, 物理探査学会第108
回学術講演会, 215-218

Kimitaka Yoshimura, Shuichi Yamamoto, Shoko Sato, Kenichi Ando, Jin Ohuchi, Takao
Tsuboya (2006): Development of the web-based site investigation flow diagram for HLW
repository development, Proceeding of the 11th International High-Level Radioactive
Waste Management Conference, 1255-1262

吉村公孝, 三好 悟, 山本修一, 安藤賢一, 佐藤昌子(2007)：地質環境調査における調査システ
ムフローの開発とその応用(その1) 調査システムフローの構築と活用方策に関する検討,
日本原子力学会 2007 年秋の大会講演論文集 483

吉村公孝, 石橋勝彦, 東宏幸(2002a)：地層処分における物理探査の役割, 物理探査学会第107
回学術講演会, 98-101

池田幸喜, 島田邦明, 大里和己(2007)：ボーリング孔閉塞技術の開発, 日本原子力学会 2007 年
秋の大会講演論文集 567

吉村公孝, 石橋勝彦, 須山泰宏, 戸井田克(2002b)：モデリングにおける不確実性評価技術の開
発, 物理探査学会第107回学術講演会, 110-112

- 吉村公孝, 大久保秀一, 須山泰宏, 戸井田克 (2003): 地質環境調査支援ツールの開発, 物理探査学会第 108 回学術講演会, 219-222
- 大久保秀一, 吉村公孝, 須山泰宏, 安藤賢一, 吉村実義, 堀尾淳(2004): 地質環境調査支援ツールの概念モデルへの適用性検討, (社) 物理探査学会第 110 回学術講演会論文集 155-158
- Okubo S., Yasuhiro Suyama, Andrew Bowden, Kimitaka Yoshimura, Masaru Toida, Richard Metcalfe(2004): Uncertainty assessment of geological modeling using Evidential Support Logic, 物理探査 第 57 巻第 4 号 403-410
- 吉村公孝, 山本修一, 石橋勝彦, 中野靖, 安藤賢一, 田中達也, 井尻裕二, 松村淳, 吉村実義(2004a): 塩淡水・堆積岩環境を対象にした調査システムフロー構築において考慮すべき事項について, (社) 土木学会平成 16 年度全国大会 59 年次学術講演会概要集 CS1-066
- 兵藤英明, 石黒勝彦, 山田英介, 植田活義, 杉田裕, 若杉圭一郎(2007): 沿岸域設置処分場の検討その 1, 検討の位置づけと検討方針, 日本原子力学会 2007 年秋の大会講演論文集 531
- 吉村実義, 小林淳, 松村淳, 高瀬博康, 若松尚則, 兵藤英明(2007): 沿岸域設置処分場の検討その 3, 塩淡水環境変遷シナリオによる沿岸域の類型化, 日本原子力学会 2007 年秋の大会講演論文集 533
- 物理探査学会 (1998): 物理探査ハンドブック
- Biot,M.A.(1956a): Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid. I .Low-Frequency Range, Reprinted from Journal of Acoustical Society of America 28, 168-178
- Biot,M.A.(1956b): Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid. II .Higher-Frequency Range, Reprinted from Journal of Acoustical Society of America 28, 179-191
- Dvorkin,J.and Nur,A.(1993): Dynamic poroelasticity :A unified model with the squirt and the Biot mechanisms, Geophysics 58,No.4; 524-533
- Yoshimura Kimitaka, Ando Kenichi, Kim Hyung-Mok, Nishiyama Satoshi, Uehara Shin-ichi, Aoki Kenichiro, Ohnishi Yuzo(2004):A case study of permeability analysis using frequency dependant acoustic wave velocity and applying in-situ data, ISRM international symposium, 3rd ARMS 2004, proceedings of The 6th international workshop on the “Application of Geophysics to Rock Engineering”, 58-61
- 吉村公孝, 坂下 晋, 安藤賢一, Patrick Bruines, 奥村裕史, 大西有三, 西山 哲(2007): 複

- 数周波数の弾性波を用いたトモグラフィ測定による透水場構築に関する研究, (社) 地盤工学会関西支部, 地盤の環境・計測技術に関するシンポジウム 2007 講演論文集, 41-48
- 上山哲幸, 尾西恭亮, 松岡俊文, 信岡大, 斉藤秀樹, 薛自求(2007): 坑井間地震探査による CO₂ 貯留モニタリングへの差解析処理の適用, 物理探査学会大 116 回学術講演会, 57-60
- 吉村公孝, 石橋勝彦, 榊原淳一, 土家輝光(2002): 弾性波の長距離伝搬を目指した高出力孔内震源開発, 物理探査学会第 107 回学術講演会, 113-114
- 吉村公孝, 大久保秀一, 榊原淳一(2003): 弾性波の長距離伝搬を目指した高出力孔内震源開発 (その 2), 物理探査学会第 108 回学術講演会, 209-210
- 吉村公孝, 大久保秀一, 林俊夫, 榊原淳一(2004b): 超磁歪材を用いた遠距離大深度震源の開発, (社) 物理探査学会第 111 回学術講演会論文集 199-200
- 吉村公孝, 坂下晋, 大久保秀一, 東宏幸, 安藤誠, 小西千里, 榊原淳一(2006): 超磁歪材を用いた孔内震源開発 (その 2)ーデバイン試験場における伝播試験ー, (社) 物理探査学会第 115 回学術講演会論文集 205-208
- Yamamoto Tokuo, Thomas Nye, Murat Kuru(1995): Imaging the permeability structure of a limestone aquifer by crosswell acoustic tomography, Geophysics Vol.60, No.6, 1634-1645
- 湊翔平, 白石和也, 尾西恭亮, 松岡俊文, 土山滋郎, 信岡大, 東宏幸(2007): 地震波干渉法による坑井間波形記録の合成とイメージング, 物理探査学会第 116 回学術講演論文集 53-56
- 岡島靖司, 土山滋郎, 松岡俊文, 信岡大, 東宏幸, 岩本健(2007): 使用済燃料中間貯蔵施設の地盤調査における孔間反射法地震探査の適用, 物理探査学会第 116 回学術講演論文集 125-128
- 土家輝光(1997a): フルウェーブ・トモグラフィの数値実験(1)ーVP/VS 分布の高精度推定, 物理探査, 第 50 巻 5 号, 460-476
- Albert, W., Bührenmann, J., Holliger, K., Maurer, H.R., Pratt, G. and Stekl, I.(1999): Further development of seismic tomography., Nagra Technical Report NTB97-05
- 横田俊之, 石井義朗, 島田伸介, 溝畑茂治, 莊司泰敬, 大橋武一郎, 小倉公雄 (2000): 多層円盤を用いた坑井内震源の開発ー石油探査に向けての実用化ー, 物理探査, 第 53 巻 4 号, 309-323
- 土家輝光(1997b): フルウェーブ・トモグラフィの解析法, 物理探査, 第 50 巻 5 号, 444-459
- 吉村公孝, 坂下晋, 李鍾河 (2005): 地層処分におけるフルウェーブトモグラフィ技術開発, (社) 物理探査学会第 113 回学術講演会論文集 350-353
- 吉村公孝, 坂下晋, 李鍾河(2006): 地層処分におけるフルウェーブトモグラフィ技術開発 (その

- 2) ー米国デバインテストサイトにおける適用事例ー, (社) 物理探査学会第 114 回学術講演会論文集 97-100
- 吉村公孝, 坂下 晋, 李 鍾河(2007): 地層処分におけるフルウェーブトモグラフィ技術開発 (その 3) ースイスグリムゼルテストサイトにおける適用事例ー, (社) 物理探査学会第 117 回学術講演会論文集 181-184
- 渡辺俊樹 (1998): 3 次元弾性波トモグラフィ, 物理探査 第 51 巻 6 号 613-624
- 吉村公孝, 大久保秀一, 林俊夫, 山根一修(2004): 地層処分における電磁法解析技術の開発 (その 3), (社) 物理探査学会第 110 回学術講演会論文集 141-144
- 吉村公孝, 大久保秀一, 林俊夫, 山根一修(2004): 地層処分における電磁法解析技術の開発 (その 4), (社) 物理探査学会第 111 回学術講演会論文集 195-198
- 中屋眞司・西垣誠・河野伊一郎(1992): 亀裂方位情報を利用したクロスホール試験による岩盤の三次元透水パラメータの測定法. 地下水学会誌, 34 (2), 81-98
- 山口嘉一(1990): ルジオンテスト. 地質と調査, No.3, 28-32
- 千葉昭彦・今泉眞之・竹内睦雄(1997): 物理探査を用いた地下水・塩類土壌の探査技術. 物理探査, 50 (6), 615-631
- Katsube, T.J. and J.P. Hume(1987): Permeability Determination in Crystalline Rocks by Standard Geophysical logs. Geophysics, 52, 342-352
- 尾方伸久・大沢英昭・中野勝志・柳沢孝一・西垣誠(1992): 堆積岩の地質学的特性および透水係数, 見かけ比抵抗相互の関係とその水理地質構造モデル化への適用. 応用地質, 32 (6), 51-61
- 小出馨・中野勝志・尾方伸久(1997): 地層科学研究における地下水調査・解析技術開発の現状. 原子力バックエンド研究, 4, 117-128
- 田中和広・宮川公雄(1992): 地下深部調査におけるボアホールテレビジョン装置の活用. 応用地質, 32 (6), 19-33
- 藪内聡(1999): 花崗岩中の透水性割れ目検出を目的としたハイドロフォン VSP 調査法の適用性研究. サイクル機構技報, 2, 384-391
- Hsieh, P.A., S.P. Neuman, G.K. Stiles, and E.S. Simpsom(1985): Field Determination of Three-Dimensional Hydraulic Conductivity Tensor of Anisotropic Media, 2. Methodology and Application to Fractured Rock. Water Resour. Res., 21 (11), 1667-1676
- 登坂博行・増本清・伊藤一誠・大塚康範(1990): パルステストデータを用いた岩盤水理特性分布の三次元逆解析手法. 第 8 回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, 399-404

- 増本清・登坂博行・伊藤一誠(1992) : パルステストデータによる岩盤水理物性分布逆解析手法の実用化に関する研究. 第 24 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 56-60
- Black, J.H. and Ki, K.L.(1986) : Determination of hydrogeological parameter using sinusoidal pressure tests. A theoretical araisal, Water Resources Res 17, 686-692
- Black, J.H.(1986) : Crosshole investigations. The method, theory and analysis of crosshole sinusoidal pressure tests in fissured rock. Stripa Project IR 86-03, SKB, Stockholm
-

第 2 章

- 山本荘毅 (1983) : 新版地下水調査法, 古今書院
- 尾方伸久・若松尚則・梅田浩司・柳澤孝一(1995) : 河川水の流量および水質による表層部の地下水流動の推定一岐阜県東濃地域におけるケーススタディー, 応用地質, 第 36 巻, 第 1 号, 2~13
- 池田光良, 竹内篤雄, 三浦均也, 松枝大治, 安田匡 (1999) : 十勝平野の複合扇状地の地下水流動機構, 応用地質, 第 39 巻, 第 6 号, 486-499
- 菱田省一・岩本健・井上和明・吉岡正 (2001) : 透水異方性評価のためのダイポール・フロー透水試験の開発, 第 31 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 291-295
- 細谷真一・徳永朋祥 (2005) : 間隙水圧の気圧変動を用いた比貯留係数と鉛直方向の透水係数の評価方法の開発, 地下水学会誌, 第 47 巻, 第 4 号, 397~417
- 関陽児・菱田省一・小西千里・内藤一樹・渡部芳夫 (2005), 高感度ヒートパルス式孔内流速計の現場適用例一みずみちの捕捉と低透水性岩盤への浸透流の検出-, 応用地質, 第 46 巻, 第 4 号, 190-197
- 宮川公雄・田中靖治・田中和広 (1997) : 水みちを目的としたフローメータ検層の適用性評価, 電力中央研究所研究報告, U96047, 24
- 木口努・伊藤久男・桑原保人・中尾信典・大湊隆雄 (1996) : ハイドロフォン VSP による透水性亀裂の検出と透水係数の推定, 物理探査, 第 49 巻, 第 4 号, 285-296
- Paillet,F.L., C.H.Cheng(1991) : Acoustic Waves in boreholes, CRC Press.
- Xiaoming Tang and C. H. Cheng(1996) : Fast inversion of formation permeability from Stoneley wave logs using a simplified Biot-Rosenbaum model, Geophysics, Vol61. No.3,

- Chang D, Vinegar H, Morriss C and Stray C(1994) : Effective porosity, producible fluid and permeability in carbonates from NMR logging, Transaction of the SPWLA 35th Annual Symposium, paper A
- 中島善人 (2002) : NMR 物理探査の原理, 物理探査, 第 55 巻, 第 2 号, 105-126
- Schlumberger (2006) : 同社 HP 資料
- 小林源裕・利岡徹馬・高橋亨・John Millar, Richard Clarke (2002) : 透水性把握のための新しい EKL 検層システムの開発, 物理探査学会第 106 回学術講演会論文集, 109~112
- 小林源裕・櫻井昌人, 藤井勢之 (2005) : 透水性把握のための新しい EKL 検層システムの開発 (その 2), 物理探査学会第 112 回学術講演会論文集, 66-69
- 鈴木浩一 (2002) : 物理探査法による地盤の工学的物性値の可視化についてー地盤の透水性を例にしてー, 応用地質, 第 42 巻, 第 6 号, 342-350
- 小鯛桂一 (1978) : 帯水層評価のための放射能検層の研究, 地質調査所月報, Vol. 29, 101-126
- 小鯛桂一 (1980) : 帯水層解析技術の研究 (放射能検層), 地質調査所月報, Vol. 31, 535-552
- 尾方伸久・大澤英昭・中野勝志・柳澤孝一・西垣誠 (1992) : 堆積岩の地質学的特性および透水係数, 見かけ比抵抗相互の関係とその水理地質構造モデル化への適用, 応用地質, 第 32 巻, 第 6 号, 51-62
- 増本清・登坂博之・小島圭二 (1995) : ハイドロパルストモグラフィーー岩盤内の 3 次元透水性を描き出す技術ー地下水技術, 第 37 巻, 第 6 号, 11-23
- 千葉昭彦・今泉眞之・竹内睦雄 (1997) : 物理探査を用いた地下水・塩類土壌の探査技術, 物理探査, 第 50 巻, 第 6 号, 615-631
- 田中 利和・須藤 宏・小林 剛・近藤 達敏・宮本 正浩・雨谷 満(2002) : 比抵抗分布から透水係数分布への変換ー花崗岩地域における山岳トンネル地質調査での例ー, 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 2002, ,251-254
- Hiroshi Sudo, Toshikazu Tanaka, Tsuyoshi Kobayashi, Tatsutoshi Kondo, Toru Takahashi, Masaharu Miyamoto and Mitsuru Amagai (2004) : Permeability imaging in granitic rocks based on surface resistivity profiling, Butsuri-Tansa, Vol.57, No.1, 56-61
- 羽竜忠男・西川貢 (2003) : 電気比抵抗ー弾性波速度モデルによる変形係数及び透水係数の地下空間分布の推定, 第 32 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 81~88
- Andreas Kemna, Andrew Binley, and Lee Slater (2004) : Crosshole IP Imaging for

- engineering and environmental applications, *Geophysics*, Vol.69, No.1, 97-107
- Borner, F. D., Schopper, J. R., and Weller, A.(1996) : Evaluation of transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarization measurements: *Geophysical Prospecting*, 44, 583–601.
- Slater, L., and Lesmes, D. (2002) : Electrical-hydraulic relationships observed for unconsolidated sediments: *Water Resources Research*, 38, 1213–1225.
- Dvorkin J., Nur, A.(1996):Elasticity of high-porosity sandstones; theory for two north sea datasets, *Geophysics*, 61, 5, 1363-1370
- Yamamoto T.,T.Nye,M.Kuru(1995) : Imaging the permeability structure of a limestone aquifer by crosswell acoustic tomography, *Geophysics* Vol.60, No.6, 1634-1645
- Yamamoto T.,(2003):Imaging permeability structure within the highly permeable carbonate earth: Inverse theory and experiment, *Geophysics* Vol.68, No.4, 1189-1201
- Biot,M.A.(1956a) : Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid.
I .Low-Frequency Range, Reprinted from *Journal of Acoustical Society of America* 28, 168-178
- Biot,M.A.(1956b) : Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid.
II .Higher-Frequency Range, Reprinted from *Journal of Acoustical Society of America* 28, 179-191
- Dvorkin,J.and Nur,A.(1993) : Dynamic poroelasticity :A unified model with the squirt and the Biot mechanisms, *Geophysics* 58,No.4; 524-533
-

第3章

- Biot,M.A.(1956a) : Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid.
I .Low-Frequency Range, Reprinted from *Journal of Acoustical Society of America* 28, 168-178
- Biot,M.A.(1956b) : Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid.
II .Higher-Frequency Range, Reprinted from *Journal of Acoustical Society of America* 28, 179-191

- J. E. White(1975) : COMPUTED SEISMIC SPEEDS AND ATTENUATION IN ROCKS WITH PARTIAL GAS SATURATION, Geophysics Vol.40, No.2, 224-232
- Dvorkin,J.and Nur,A.(1993) : Dynamic poroelasticity :A unified model with the squirt and the Biot mechanisms, Geophysics 58,No.4; 524-533
- Yamamoto T.,(2003):Imaging permeability structure within the highly permeable carbonate earth: Inverse theory and experiment, Geophysics Vol.68, No.4, 1189-1201
- Dvorkin J. Nolen-Hoeksema and Nur A.(1994) : The squirt-flow mechanism: Macroscopic description, Geophysics, Vol 59, No.3, 428-438
-

第4章

- パルス透過法による岩石の超音波速度測定法 (JGS 2110-1998), 岩石の超音波速度測定方法基準化委員会, 平成8年10月
- Dvorkin,J.and Nur,A.(1993) : Dynamic poroelasticity :A unified model with the squirt and the Biot mechanisms, Geophysics 58,No.4; 524-533
- Yamamoto T.,(2003):Imaging permeability structure within the highly permeable carbonate earth: Inverse theory and experiment, Geophysics Vol.68, No.4, 1189-1201
- 高橋学, 林為人, 西田薫, 養由起夫(1995) : 水銀圧入式ポロシメーターによる岩石の内部空隙の寸法分布測定, 土と基礎, 第47巻4号, 30-32
- Dvorkin, J.,Nolen-Hoeksema, R.,Nur, A.(1994) : The squirt-flow mechanism: Macroscopic description, Geophysics Vol.59, No.3, 428-438
- 林為人, 高橋学 (1999) : 高温履歴を有する稲田花崗岩の透水係数と等価管路モデルに基づく評価, 応用地質, 40巻1号, 25-35
-

第5章

- Marschall P, Lunati I (2006): GTS Phase V – GAM: Gas Migration Experiments in a Heterogeneous Shear Zone of the Grimsel Test Site. Nagra NTB 03-11

- Wyss, E. (1996): GTS-TPF: Site preparation, borehole installation, hydraulic characterization and gas threshold-pressure tests at the Grimsel Test Site, NAGRA Internal Report, Wettingen, Switzerland
- Gemperle, R. (1999a): GTS/GAM-Final borehole completion report. Nagra Internal Report, NIB 99-02, Nagra, Wettingen, Switzerland
- Gemperle, R. (1999b): GTS/GAM-Hydraulic testing in GAM 98-002 and GAM 98-004. Nagra Internal Report, NIB 99-03, Nagra, Wettingen, Switzerland
- Trick, T. (2000): GTS V/GAM: Results of hydraulic tests in GAM 98-004, NAGRA Internal Report, Wettingen, Switzerland
- Trick T. (2001): GTS V/GAM: Results of hydraulic tests in the GAM Shear Zone (December 2000), NAGRA Internal Report, Wettingen, Switzerland
- Meier, P. M., J. Carrera and X. Sánchez-Vila (1998): An evaluation of Jacob's method for interpretation of pumping tests in heterogeneous formations, *Water Resour. Res.*, 34(5), 1011-1025.
- Bredehoeft, J.D. and Papadopoulos, I.S.(1980) : A method for determining the hydraulic properties of tight formation, *Water Resources Research*, Vol.16, No.1, 233-238
- Jacob C.E. and Lohman S.W.(1952) : Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer *Transaction of the American geophysical Union*, Vol.33(4), 556-569
- Agarwal, R.G.,(1980) : A New Method to Account for Producing Time Effects When Drawdown Type Curves are Used to Analyze Pressure Buildup and Other Test Data, *Soc. Of Petroleum Engineers*, SPE paper 9289
- 奥村裕史, 鈴木幸太, 相澤雅俊, 安藤賢一, 吉村公孝(2006) : 弾性波試験における走時読取手法に関する考察, (社) 土木学会平成 18 年度全国大会 61 年次学術講演会概要集 3-005
- Guimerà J., Carrera J., Martínez L., Vázquez E., Ortuño F., Fierz T., Bülher C., Vives L., Meier P., Medina A., Saaltink M., Ruiz B. and Pardillo J. (1998): FEBEX Hydrological characterization and modelling. UPC, 70-UPC-M-0-1001, Jan. 1998.
- Albert, W. Bühnemann, J., Holliger, K., Maurer, H.R., Pratt, G. & Stekl, I. (1999): Further Development of Seismic Tomography. Nagra Technical Report NTB 97-05. Nagra, Wettingen, Switzerland.
- Chen, S.T., Eriksen, E.A., Miller, M.A. and Murray, T.J.(1990): Multishot downhole explosive

- device as a seismic source, U.S. Patent 4, 895, 218.
- Dong, W. and Toksoz, M.N.(1992):Borehole seismic-source radiation in layered isotropic and anisotropic media: Real data analysis, *Geophysics*, 60, 3, 748-757.
- Chen, S.T. and Eriksen, E.A.(1989):Experimental studies of downhole seismic sources, 59th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 62-64.
- Owen, T.E., Balogh, W.T. and Peters, W.R.(1988):Arc discharge pulse source for borehole seismic applications, 58th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 151-154.
- 工藤奎吾,安田登,国安保,神田和利,内藤好利,田中毅(1997):放電方式地盤探査システムの特徴, 物理探査学会学術講演会論文集,97,321-325.
- 藪内聡,中嶋智,山根一修,Dyer, B.(1998):試錐孔用スパーカー震源の製作,物理探査学会学術講演会論文集,99, 51-55
- Geotomograpie (2006):同社ホームページ資料(www.geotomographie.de)
- Beydoun, W.B., Delvaux, J., Mendes, M., Noual, G. and Tarantra, A.(1989):Practical aspects of an elastic migration/inversion of crosshole data for reservoir characterization: A Paris basin example, *Geophysics*, 54, 12, 1587-1595
- 大矢暁(1995):ボアホールジオフィジックス関連機器の開発状況,物理探査,48,1,38-46
- 応用地質株式会社(2006):同社ホームページ資料(www.oyo.co.jp).
- 石井義朗,島田伸介,大橋武一郎,荘司泰敬(1995):多層円盤型坑井内震源の開発,物理探査学会学術講演会論文集,92, 272-276.
- 横田俊之,石井義朗,島田伸介,溝畑茂治,荘司泰敬,大橋 武一郎,小倉 公雄(2000):多層円盤を用いた坑井内震源の開発－石油探査に向けての実用化－, 物理探査,53, 4, 309-323.
- Balogh, A.H., Owen, T.D., and Harris, J.M.(1988):Anew piezoelectric transducer for hole-to-hole seismic applications, 58th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts,155-157.
- Paulsson, B.N., Fairborn, J.W. and Fuller, B.N.(1998):Imaging of thin beds using advanced borehole seismology, *The Leading Edge*, 7, 947-953.
- Harris, J.M., Nolen-Hoeksema, R.C., Langan, R.C., Van Schaack, M., Lazaratos, S.K. and Rector, J.W.(1995):High-resolution crosswell imaging of a west Texas carbonate reservoir: Part I-Project summary and interpretation, *Geophysics*, 60, 3, 667-681.

- Yamamoto, T., Nye, T. and Kuru, M.(1995):Imaging the permeability structure of a limestone aquifer by crosswell acoustic tomography, *Geophysics*, 60, 6, 1634-1645.
- Khalil, A.A., Stewart, R.R. and Henley, D.C.(1993):Full-waveform processing and interpretation of kilohertz cross-well seismic data, *Geophysics*, 58, 9, 1248-1256.
- Paulsson, B.N., Fairborn, J.W. and Fuller, B.N.(1998):Imaging of thin beds using advanced borehole seismology, *The Leading Edge*, 7, 947-953
- Hardage, B.A.(1992):Crosswell Seismology and Reverse VSP, Geophysical Press.
- Harris, J.M., Nolen-Hoeksema, R.C., Langan, R.C., Van Schaack, M., Lazaratos, S.K. and Rector, J.W.(1995):High-resolution crosswell imaging of a west Texas carbonate reservoir: Part I-Project summary and interpretation, *Geophysics*, 60, 3, 667-681.
- Rector, J.M., Marion, B.P. and Widrow, B.(1988):use of drill bit energy as a downhole seismic source, 58th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 161-164.
- Borland, W., Daniel, C., Einchcomb, C., Hashem, M., hewett, V., Jackson, M., Meehan, R. and Tweedy, M.(1997):Real-time answers to well drilling and design questions, *Oilfield Review*, Summer 1997, 1-15.
- Taylor, S., Maline, P., Shalev, E., Haldorsen, J.B.U., Coates, R. and Stolte, C.(2005):Drill bit seismic imaging of the san Andreas fault System at SAFOD, 75th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 2657-2660..
- Howlett, D.L.(1991):Comparison of borehole seismic sources under consistent filed conditions, 61th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 18-21
- 物理探査学会 (1998) : 物理探査ハンドブック
- (株)モリテックス(2006) : 同社製品カタログ http://www.moritex.co.jp/home/zigyo/pdf/d/zigyo_d022.pdf
- Miller, Chapman(1992) : Incontrovertible Evidence of Anisotropy in Crosswell Data, *SEG Exp.Abs*,825-828
- 斎藤秀樹(1991) : 速度異方性を考慮したサイスミックトモグラフィー —バックホーンテストサイトクロスホールデータへの適用—, 物理探査学会学術講演会論文集, 192-197.

第6章

- 渡辺俊樹, 松浦秀登志, 芦田譲(1998): 弾性波トモグラフィの分解能に及ぼす周波数の影響, 物理探査学会第 98 回学術講演論文集, 315-318
- 青木謙治, 松岡俊文, 水戸義忠(2003): 地球統計学, 森北出版
- 村下敏夫(1982): 本邦における地下水の塩水化, 地質調査所月報, Vol.33, No.10, 479-530
- 嶋田 純, 小島圭二, 小原欽一, 山川稔 (2001): 沿岸域における炭鉱掘削に伴う海水浸入の評価. 月刊地球号外 No.35, 1-6
- Archie, G.. E (1942): The electrical resistivity log as an aid in dertermining some reservoir characteristics, Trans. A.I.M.E., 146, 56-67.
- Katsube, T. J., and Hume, J. P (1983): Electrical resistivities of rocks from Chalk River, Proc. Ws.Geophys. Geosci. at Chalk River, 105-114.
- 吉村公孝, 石橋勝彦, 中田晴弥, 山根一修, 吉田裕一(2002a): 地層処分における海底電磁法の適用, 物理探査学会第 107 回学術講演会講演論文集, 102-105.
- 吉村公孝, 石橋勝彦, 中田晴弥, 山根一修, 吉田裕一(2002b): 地層処分における電磁法解析技術の開発, 物理探査学会第 107 回学術講演会講演論文集, 106-109.
- 吉村公孝, 大久保秀一, 中田晴弥, 山根一修, 吉田裕一(2003a): 地層処分における海底電磁法機器の製作, 物理探査学会第 108 回学術講演会講演論文集, 201-204.
- 吉村公孝, 大久保秀一, 中田晴弥, 山根一修, 吉田裕一(2003b): 地層処分における電磁法解析技術の開発(その 2), 物理探査学会第 108 回学術講演会講演論文集, 205-208.
- 吉村公孝, 大久保秀一, 林俊夫, 中田晴弥, 大里和己, 山根一修, 中嶋智(2004a): 地層処分における海底電磁法機器の製作(その 2), 物理探査学会第 110 回学術講演会講演論文集, 137-140.
- 吉村公孝, 大久保秀一, 林俊夫, 中田晴弥, 大里和己, 山根一修, 中嶋智(2004b): 地層処分における海底電磁法機器の製作(その 3), 物理探査学会第 111 回学術講演会講演論文集, 191-194.
- 吉村公孝, 大久保秀一, 林俊夫, 山根一修(2004c): 地層処分における電磁法解析技術の開発(その 3), 物理探査学会第 110 回学術講演会講演論文集, 141-144.
- Greene, H.G and M.P. Kennedy, (1989): Geology of the Central California Continental Margin, U.S. Geological Survey.
- Greene,H.G.and K.R. Hicks (1990):Ascension-Monterey canyon system: History and development. In: Geology and Tectonics of the Central California Coastal Re-gion, San

Francisco to Monterey, American Association of Petroleum Geologists, 229-250.

物理探査学会(2005): 新版物理探査用語辞典, 4-5

吉村公孝, 大久保秀一, 山根一修(2006): 海底電磁法探査による伏在断層や地下水理情報の取得可能性について, 地学雑誌 Vol.115, No.3 400-415

鈴木浩一(2003): 結晶質岩および堆積岩試料の比抵抗特性に関する研究—間隙水比抵抗と表面伝導減少が岩石比抵抗に及ぼす影響について—, 物理探査, 56, 107-116.

核燃料サイクル開発機構(2005): 高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築—平成 17 年取りまとめ—JNC TN1400 2005-014, 一分冊 1 深地層の科学的研究—, 415